

Geologische Entwicklung im Umfeld des Mahanadi-Riftes (Indien)

Der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau

der Technischen Universität Bergakademie Freiberg

genehmigte

D I S S E R T A T I O N

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt

von Dipl.-Geol. Stefan Fachmann

geboren am 08.12.1966 in Naumburg (Saale)

Gutachter: Prof. em. Dr. rer. nat. habil. J. Hofmann, Freiberg
Prof. Dr. rer. nat. habil. F.-K. List, Berlin
Prof. Dr. rer. nat. habil. M. Raith, Bonn
Prof. Dr. rer. nat. habil. P. Bankwitz, Potsdam

Freiberg, den 08.06.2001

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Forschungsvorhabens „Struktur und Entwicklung des Mahanadi-Riftes (SE-Indien) im Gesamtbild einer intragondwanischen (indisch-ostantarktischen) Riftstruktur“ (Ho 1335/4-1, Li 151/17-1) am Institut für Geologie der TU Bergakademie Freiberg angefertigt. Das den durchgeführten Untersuchungen zugrundeliegende digitale Datenmaterial der Satellitenbilder, Probenmaterial und Daten der geochemischen, geochronologischen und paläomagnetischen Untersuchungen kann am Institut für Geologie eingesehen werden.

Für die Anregung zur Durchführung der Arbeit, der intensiven Unterstützung und fachlichen Begleitung auch in schwierigen Etappen bin ich meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. J. Hofmann zu besonderem Dank verpflichtet.

Mein Dank gilt vorallem der Studienstiftung des Deutschen Volkes. Der Verantwortliche für Graduiertenstipendien seitens der Studienstiftung, Herr Dr. M. Brocker, und die Herren Prof. habil. Bandemer sowie Prof. K. Lohmann als Betreuer an der TU Bergakademie haben sich intensiv für die Gewährleistung der finanziellen Förderung eingesetzt. Ich hoffe, daß ich der Ehre und dem Vertrauen gerecht geworden bin.

Der erfolgreiche Abschluß der Arbeit wäre ohne die fachliche und logistische Unterstützung des Projektpartners der Freien Universität Berlin, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik, FR Geoinformatik in Verantwortung von Herrn Prof. Dr. F.-K. List nicht möglich gewesen. Obwohl eine Zusammenarbeit bis zum erfolgreichen Projektabschluß nicht möglich war, möchte ich an dieser Stelle Herrn Dipl.-Geol. R.-J. Wagner für die fachliche, logistische und auch persönliche Unterstützung während der Vorbereitung und Durchführung der ersten Geländephase danken. Herrn Dipl.-Geol. H. Ehle gilt an dieser Stelle besonderer Dank, der die Bearbeitung an der FU Berlin weitergeführt und somit mit den Ergebnissen und zahlreichen fachlichen Anregungen zum Gelingen der Arbeit beigetragen hat.

Die geologischen Geländearbeiten in Indien wurden in Kooperation mit dem National Geophysical Research Institut, Hyderabad durchgeführt. Für die umfangreiche und zeitaufwendige Unterstützung der Geländearbeiten bin ich Herrn Dr. T.R.K. Chetty besonders zu Dank verpflichtet. Während der Geländearbeiten in Orissa sind wir von Herren Prof. Dr. D.N. Kanungo und Prof. Dr. N.K. Mahalik (Utkal University Bhubaneshwar) dankenwerterweise fachlich unterstützt worden. Im speziellen danke ich Herrn Prof. Dr. D.N. Kanungo für die fachlichen Anregungen und die einnehmende Gastlichkeit in seinem Haus. Ich werde die prägenden Gespräche und Diskussionen die weit über das fachliche Thema hinausgingen und ein tiefes Verständnis für Orissa vermittelten in steter Erinnerung behalten. Herrn Dr. C.F. Das (Oil India Ltd.) sei für die Bereitstellung von Proben aus den Offshore Bohrungen gedankt. An dieser Stelle soll auch den Herren Dr. A. Naik (Sambalpur University), Dr. A.K. Roy (GSI, Bhubaneshwar), Dr. U.D. Mohanty (CMPDI, Bhubaneshwar) und Dr. M.D. Naik (CMPDI, Exploration Camp Gopalpur) für zahlreiche Gespräche und teilweise komplizierte Bereitstellung sowie Einsicht in Datenmaterial gedankt sein.

Mein spezieller Dank geht an Herrn Dr. F. Lisker, der mit seinem Projektteil zur Fission-Track-Analyse viel Licht in dunkle Theorien und Vermutungen gebracht hat. Dank umfangreicher Diskussionen und Anregungen seinerseits hat die Arbeit viel an Systematik und Qualität gewonnen. Seine Teilnahme an der 2. Geländephase hat maßgeblich zum Erfolg beigetragen. Besonders aus

persönlicher Sicht bin ich für die Zusammenarbeit im Rahmen der Geländephase und der nachfolgenden Auswertung einschließlich der Durchsicht des Manuskriptes zu Dank verpflichtet.

Die paläomagnetischen Untersuchungen konnten nur durch die unbürokratische Hilfe von Herrn Dr. Bachtadze (Institut für Geophysik, TU München) bei der Bereitstellung der Probenahmeausrüstung und der Auswertetechnik in der Außenstelle Niederlippach durchgeführt werden. An dieser Stelle möchte ich dankenswerter Weise den dortigen „guten Geist“ Frau M. Weis erwähnen.

Obwohl die Datierung von Pseudotachyliten mittels Laser Ar-Ar ein heiß umstrittenes Fachgebiet ist, wurde mein Ansinnen von Herrn Dr. P. Monié (Université Montpellier) vorbehaltlos unterstützt. Ich möchte mich für die Bereitstellung seiner umfangreichen technischen Ausrüstung, der fachlichen Einweisung und das Vertrauen bedanken. Die eigenverantwortliche Durchführung der Datierung hat mir wesentliche Einblicke in die praktische geochronologische Arbeit vermittelt und somit die Grundlage einer objektiven Interpretation ermöglicht. In diesem Zusammenhang möchte ich die zuvorkommende Gastlichkeit der Familie Monié, von Herrn Prof. Dr. H. Maluski und Herrn Dr. P. Busquet dankend erwähnen.

Für die Durchführung der Sm/Nd-Analysen sei Herrn Dr. B. V. Beliatzki vom Institut für Präkambrische Geologie und Geochronologie der Russischen Akademie der Wissenschaften, St. Petersburg gedankt. Weiterer Dank gilt Frau Dr. Tichimirova vom Institut für Mineralogie der TU Bergakademie Freiberg für die Durchführung von Rb-Sr Analysen.

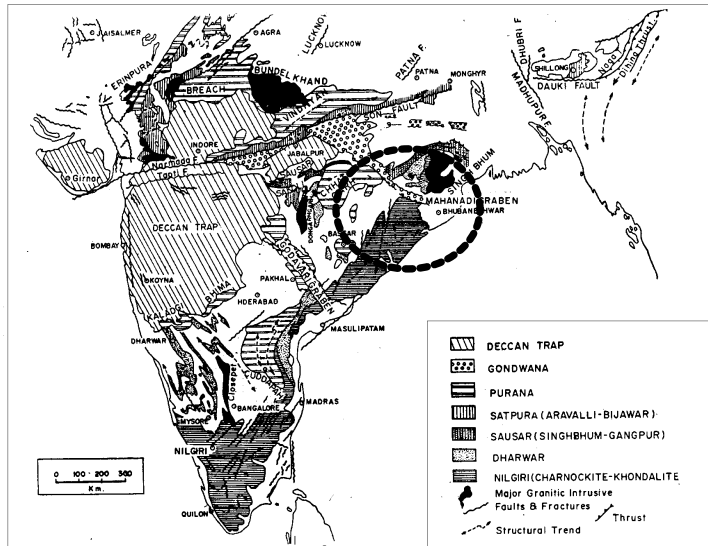
Den Mitarbeitern des Institutes für Geologie Herr Dr. habil. K. P. Stanek, Herr Dr. U. Kroner, Herr Dr. U. Sebastian, Herrn Prof. Dr. J. Schneider, Frau Beyer, Dipl.-Geol. Rohrmoser und vor allem Herrn Dr. Th. Pohl sei für zahlreiche Gespräche, Diskussionen und Anregungen mein Dank ausgesprochen.

Herrn Prof. Dr. Raith von der Universität Bonn möchte ich für das Interesse zum Thema, umfangreiche Diskussionen und der Einbindung in eigene Arbeiten und Diskussionsrunden danken.

Die gesamte Arbeit wäre ohne die vorbehaltlose Unterstützung meiner Familie nicht möglich gewesen. Besonders für die Geduld und Liebe möchte ich mich an dieser Stelle bei meiner Frau Bettina und meinen Kinder Annemarie und Jonas bedanken, die mir besonders in der letzten Etappe viel von unserer knapp bemessenen Freizeit gegeben haben. Gleicher Dank gilt meinen Eltern für die geleistete Unterstützung.

Zusammenfassung

Das Mahanadi-Rift liegt am Ostrand des indischen Subkontinentes und wird nach den derzeit akzeptierten Gondwana-Rekonstruktionen in seinem ursprünglichen Verlauf mit dem Lambert-Rift (Ostantarktika) korreliert. Das Mahanadi-Rift bildet mit seinen permo-karbonischen Sedimentformationen ein sedimentäres Becken,



welches zusammen mit dem Lambert-Rift Bestandteil des intragondwanischen Systems von sedimentären Becken (WOPFNER, 1991; VEEVERS & TEWARI, 1995; VISSER & PRAEKELT, 1998) war. Die Sedimente des Mahanadi-Riftes liegen auf unterschiedlichen Basementeinheiten, die eine geologische Entwicklung vom Archaikum bis Neoproterozoikum nachzeichnen. Der Zerfall von Gondwana gliederte diese einheitliche Struktur in Teilstrukturen der jeweiligen Gondwanafragmente.

Als Beitrag zur Superkontinentrekonstruktion von sowohl Rodinia als auch Gondwana sollte die geologische Entwicklung im Umfeld des Mahanadi-Riftes untersucht werden. Schwerpunkt der Arbeit lag auf der geologischen und geochronologischen Charakterisierung der Aktivität von Lineamenten, die im Ergebnis einer Satellitenbildinterpretation kartiert worden sind. Diese Kartierung sollte bislang erstmalig für den gesamten Verlauf des Mahanadi-Rift durchgeführt werden.

Die Untersuchungen im Gebiet des Mahanadi-Riftes waren komplex und umfassten folgende Labor- und Feldarbeiten bzw. Auswertungen:

- Strukturelle Interpretation von digital bearbeiteten LANDSAT TM, IRS 1C und RADARSAT - Szenen zur Abgrenzung von strukturellen Einheiten und Identifizierung von Störungssystemen,
- 2 Geländeaufenthalte (Januar - März 1996, Januar - März 1997) mit Aufnahme des strukturellen Inventars, Probenahme für geochemische, geochronologische (K-Ar, Ar-Ar, Sm-Nd, Fission Track), paläomagnetische und strukturgeologische Untersuchungen,
- geochemische (RFA, ICP-MS) und geochronologische (Sm-Nd, K-Ar, Ar-Ar) Analytik der basischen Intrusionen,
- paläomagnetische Laboruntersuchungen von Probenmaterial basischer Intrusionen,
- strukturelle, geochemische und geochronologische Untersuchungen von Pseudotachylitstrukturen,
- regionale Auswertung der Fission Track Analyse zur Evaluierung und Verifizierung großräumiger Krustenbewegungen,
- zusammenfassende Darstellung der geologischen Entwicklung, Vergleich mit dem Lambert-Rift (Ostantarktika), Einbindung der Ergebnisse in globale, plattentektonische Modelle.

Die methodischen Ergebnisse der Satellitenbildverarbeitung und Satellitenbilddauswertung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die digitale Berechnung eines Satellitenbildmosaiks bzw. Ausschnittskarten in verschiedenen Maßstäben ermöglichte eine blatt-/szenenschnittfreie Interpretation. Dies stellt gegenüber bislang durchgeführten Arbeiten (CHETTY & MURTHY, 1994; NASH ET AL. 1996) einen Fortschritt dar.
- Durch die klimatischen Randbedingungen war die strukturelle Interpretation auf Erhebungen beschränkt, die aus den Lateritflächen herausragen. Trotz des Einsatzes von hochauflösenden Satellitensensoren (IRS 1C, RADARSAT) konnten die ebenen Flächenanteile nur selten intern strukturiert werden. Da die Erhebungen nahezu vollständig von Wald bedeckt sind, bildet die Vegetation die maßgeblichen Strukturinformationen ab. Eine digitale Vegetationskorrektur führte somit zu einem Informationsverlust und konnte nicht zielführend eingesetzt werden.
- Mittels der strukturellen Interpretation war es möglich, ein komplexes Strukturinventar aus duktilen und spröden Elementen im Maßstab 1 : 450.000 – 1 : 100.000 zu kartieren. Über morphologische Eigenschaften, Oberflächentexturen sowie dem Strukturinventar war teilweise der indirekte Rückschluss auf die Lithologie möglich. Als Grundlage der Strukturinterpretation wurde eine Differenzierung von strukturbezogenen Domänen durchgeführt. Diese Abgrenzung war die Voraussetzung für die regionale Gliederung und differenzierte Interpretation des Untersuchungsgebietes.
- Während für die vegetationsbedeckten Bereiche eine lithologische Kartierung über spektrale Unterschiede nicht möglich war, konnte für die Schwemmlehm- bzw. Lateritebenen eine lithologische Kartierung lokal realisiert werden. Durch die unvollständige geologischen Kartenbasis war es notwendig, diese durch eine eigene lithologische Kartierung auf Grundlage von textuellen, strukturellen und radiometrischen Aspekten zu ergänzen.
- Die Kartierung der Entwässerungssysteme einschließlich dessen strukturelle Auswertung stellte eine wesentliche Unterstützung, Ergänzung bzw. Verifizierung der strukturellen Kartierung über morphologische Kriterien dar. Zusätzlich sind richtungsstatistische Ergebnisse der Geländedaten (Störungen, Klüfte) in einen regionalen Kontext überführt worden.

Die Sedimentbecken des Mahanadi-Riftes liegen auf bzw. grenzen an Basamenteinheiten mit unterschiedlicher geologischer Entwicklung, die vom Archaikum bis zum Neoproterozoikum reicht. Die Beckenentwicklung ist somit an eine Reaktivierung von präexistenten Strukturen gebunden, deren komplexe strukturgeologische Entwicklungen folgendermaßen zusammengefasst werden können:

- Das initiale Hochtemperaturreignis um 1600 – 1400 Ma wird von einer granulitfaziellen Metamorphose im Zeitraum von 1060 Ma – 930 Ma (MEZGER & COSCA, 1999) gefolgt. Dieses metamorphe Ereignis (M 2) bildet die Hauptstrukturelemente aus und wird der Grenville-Orogenese bzw. der Agglomeration von Rodinia (SWEAT-Hypothese – z. B. DALZIEL, 1991) zugeordnet.
- Die Satellitenbildinterpretation zeigt, dass die regionale Zonengliederung der EGMB (RAMAKRISHNAN, NANDA & AUGUSTINE, 1998), die auf strukturellen und lithologischen Aspekten beruht, im lokalen Maßstab in einer Domänengliederung weitergeführt werden kann. Für die Domänen sind typische strukturelle und lithologische Merkmale charakteristisch, wobei regionale Lineamente, die durch Migmatitisierung und Mylonitisierung gekennzeichnet sind, diese begrenzen.
- Im Zeitraum um 850-800 Ma (SARKAR, 1988; SHAW ET AL. 1997), intrudierten porphyrische Granite. Ergebnisse von Ar-Ar-Hornblende-Datierungen von 849 ± 4 Ma belegen, dass diese Granit-intrusionen in Krustentiefen von 15 – 18 km, bei Temperaturen von ca. 500 – 550 °C stattfanden.
- Das Basement innerhalb der Eastern Ghats Mobile Belt und der Rengali-Domäne wird durch basische Gänge mit einer NE-SW-Orientierung geschnitten. Im Bereich des Bhandara-Kratons belegt die NW-SE Orientierung der basischen Gänge die neoproterozoische Aktivität von North Orissa Boundary Fault (NOBF)-parallelen Strukturelementen. Erste Sm-Nd-Datierungen der Arbeit deuten auf einen Intrusionszeitraum von 750 – 670 Ma hin. Geochemische Untersuchungen belegen einen tholeiitischen Charakter der Gänge als typische, mit Riftprozessen von Rodinia in Verbindung stehende Intraplattenbasalte.

- Abkühlalter (Ar-Ar) von Biotit um 670 - 600 Ma stützen die Ergebnisse gesteinsmagnetischer und paläomagnetischer Untersuchungen, wonach die Intrusion der basischen Gänge innerhalb der EGMB im Temperaturbereich von 400 – 500 °C stattgefunden haben. Die Abkühlung/Hebung der Kruste im Zeitraum nach dem Grenville-Ereignis fand mit 1°C/Ma außerordentlich langsam statt.
- Während das panafrikanische Ereignis im zentralen Bereich der EGMB mit einer amphibolit-faziellen Metamorphose bei Temperaturen von bis zu 650 °C einhergeht (SHAW ET AL., 1997; MEZGER & COSCA, 1999), belegen Biotitabkühlalter im vorliegenden Bericht eine wesentlich höhere Krustenlage der Angul-Domäne. Verbreitet auftretende Pseudotachylite, die vorrangig D2-Strukturen reaktivieren, wurden mittels Laser-Ar-Ar auf 540 – 510 Ma datiert. Strukturgeologische Untersuchungen zeigen eine dextrale Reaktivierung der NW-SE-Strukturelemente in einem NE-SW orientierten Extensionsfeld, welches in Zusammenhang mit der Exhumierung der Kruste stehen könnte.
- Quarz/Feldspatgänge, die alle duktilen und semiduktilen Gefüge (Pseudotachylite) schneiden, wurden mittels Laser Ar-Ar auf 460 Ma datiert. Sie belegen für diesen Zeitraum bereits eine Rotation des Spannungsfeldes in eine E-W Orientierung von ?1. Für das Paläozoikum ist eine sehr langsame Hebung des Basements charakteristisch, welches durch ZFT-Daten bestätigt wird.
- Der Beginn der mesozoischen Beckenentwicklung wird durch eine gondwanaweite, glazigene Epoche eingeleitet. Im Bereich des Mahanadi-Rifts wurde im Zeitraum von 290 – 275 Ma die Talchir-Formation weitestgehend atektonisch in einer lakustrin-glazigenen Fazies abgelagert.
- Die Sedimentation der Damuda-Gruppe ist an eine durch sinistrale Transtension entlang der NOBF bedingte Subsidenz gebunden. Der Nachweis von E-W-Strukturen innerhalb der Damuda-Sedimente durch die Satelliteninterpretation, die im Aufschlussbefund synsedimentären Abschiebungen (MUKHOPADHYAY ET AL., 1984) zugeordnet werden können, und sinistrale Schrägabschiebungen entlang von WNW-ESE bis NW-SE Strukturen belegen dieses Modell. Durch die Lokalisierung der Subsidenz entlang der NOBF bildeten sich typische Halbgrabenstrukturen aus. Da auch keine Ausheilung der Apatite in den Sedimenten bzw. in dem die Sedimentbecken unterlagernden Basement vorliegt, kann die Sedimentmächtigkeit 1000 - 1500 m nicht überschritten haben.
- Die Raniganij-Formation zeigt bzgl. der faziellen Ausbildung Analogien zur Karharbari-Formation, ist jedoch im Bereich des Talchir- bzw. des IB-River-Beckens im Gegensatz zum Lambert-Rift nicht kohleführend (TEWARI & CASSHYAP, 1996). Die Sedimentation ist unter geänderten tektonischen Randbedingungen an Abschiebungen entlang NOBF-parallelen Strukturelemente gebunden. Die für die Damuda-Gruppe typischen E-W Strukturen sind nur noch untergeordnet im Strukturinventar sichtbar. Hebungen im Randbereich (AFT) führten zu einer Differenzierung des Sedimentationsraumes und zeigen typische Merkmale eines riftgebundenen Sedimentationsregimes.
- Die ausschließlich im Talchir-Becken nachgewiesene Panchet-Formation liegt konform auf der Raniganij-Formation (PAL ET AL., 1991) und zeigt typische Merkmale einer „red bed“-Sedimentation in ariden Klimabedingungen.
- Eine erneute Extensionsphase in der Oberen Trias bewirkte die lokale Sedimentation der Supra-Panchets in einem auf das Talchir-Becken beschränkten Sedimentationsraum. Im Bereich des Talchir-Beckens ist die Sedimentation der Supra-Panchet-Formation an sinistrale Schrägabschiebungen entlang von E-W Strukturen gebunden.
- Die Ablagerung der Athgarh-Formation, die Paläoströmungsrichtungen nach SE aufweisen, ist Ausdruck der veränderten Paläomorphologie durch die Hebung der Riftschultern. Der Breakup-Prozess ist vor allem mit einer Aktivierung von NE-SE Strukturen als Abschiebungen verbunden. Dieses spiegelt sich primär im Kluftsystem und den Anomalien des Entwässerungssystems wider. Präexistente NW-SE-Strukturen werden zumeist als strike-slip Transferstörungen aktiviert.
- Die Intrusion von tholeiitischen Basalten als Gänge um 117 Ma bzw. der Effusion von basaltischen Andesiten Effusivkomplexe im Zeitraum um 107 Ma ist direkt mit dem Aufbruch zwischen Indien und Antarktika verbunden.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort / Zusammenfassung	
1. Einleitung	1
2. Zielstellung und Methodik	1
3. Geologischer Rahmen – Tektonische Großeinheiten Peninsular Indiens	4
3.1 Tektonische Großeinheiten Peninsular Indiens	4
3.2 Der Singhbhum-Kraton	5
3.3 Der Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex (CGGK)	7
3.4 Der Bhandara-Kraton (Zentralindischer Schild)	8
3.5 Der Eastern-Ghats-Mobilgürtel	9
3.6 Die Sedimentbecken des Gondwana-Systems	11
4. Satellitenbildinterpretation und struktureologische Untersuchungen	15
4.1 Methodik und Datenmaterial	15
4.2 Morphologie, Klima, Vegetation und Aufschlußverhältnisse als Randbedingungen zum Interpretationskonzept	17
4.3 Interpretationskonzept der LANDSAT TM -Daten	22
4.4 Ergebnisse der LANDSAT TM - Satellitenbildinterpretation	26
4.4.1 Eastern Ghats-Mobilgürtel	26
4.4.2 Rengali-Tikra-Domäne	32
4.4.3 Singhbhum-Kraton	36
4.4.4 Bhandara-Kraton	36
4.4.5 Chattisgarh-Becken	38
4.4.6 Sedimentbecken des Gondwana-Systems	39
4.5 Die struktureologische Entwicklung im Bereich des Mahanadi-Riftes	44
4.5.1 Allgemeines und Methodik	44
4.5.2 Eastern Ghats Mobile Belt (EGMB)	44
4.5.2.1 Angul-Domäne	44
4.5.2.2 Tikarpara-Domäne	49
4.5.3 Rengali- / Tikra-Domäne	50
4.5.4 Bhandara-Kraton	54
4.5.5 Chattisgarh-Becken	57
4.5.6 Gondwana-Becken	58

5.	Untersuchung basischer Intrusiva im Umfeld des Mahanadi-Riftes	61
5.1	Allgemeines	61
5.2	Methodik	61
5.3	Strukturelle Position basischer Gänge im Umfeld des Mahanadi-Riftes	62
5.4	Petrographie	66
5.4.1	Allgemeines und Methodik	66
5.4.2	Ganggruppe I – Gänge in Gondwana- bzw. Offshore-Sedimenten	67
5.4.3	Ganggruppe II – Gänge im Eastern Ghats Mobile Belt	68
5.4.4	Ganggruppe III – Gänge in der Tikra-/Rengali-Domäne	70
5.4.5	Ganggruppe IV – Gänge im Bhandara-Kraton und im Chattisgarh-Becken	70
5.5	Untersuchung von geochemischen Signaturen der basischen Intrusiva	71
5.5.1	Allgemeines und Methodik	71
5.5.2	Die geochemischen Signaturen der Ganggruppe I	72
5.5.3	Die geochemischen Signaturen der Ganggruppen II-IV	74
5.6	Paläomagnetische Untersuchungen	82
5.6.1	Probenahme und Methodik	82
5.6.2	Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen	85
5.6.2.1	Thermomagnetische Untersuchungen	85
5.6.2.2	Gesteinsmagnetische Untersuchungen	88
5.6.3	Bestimmung der charakteristischen Orientierung der NRM	92
6.	Geochronologische Untersuchungen der basischen Gänge	99
6.1	Allgemeine Vorbemerkung	99
6.2	Probenauswahl und -aufbereitung	100
6.3	K/Ar-Datierung	101
6.4	^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierung basischer Gänge	102
6.5	Sm/Nd-Datierung	104
6.6	Isotopen-geochemische Evaluierung: Vergleich der Sm/Nd mit Rb/Sr-Analysen	106
6.7	Diskussion der Ergebnisse und regionalgeologische Implikationen der basischen Intrusionen	108
6.7.1	Mesozoischer Magmatismus	108
6.7.2	Paläozoische magmatische Aktivität	117
6.7.3	Neoproterozoische magmatische Aktivität	117
7.	Struktur und Geochronologie der Pseudotachylite	121
7.1	Allgemeines	121
7.2	Feldbefunde und strukturellen Position der Pseudotachylite	122
7.3	Mikrostrukturen der Pseudotachylite	126
7.4	Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyse	129

7.4.1	<i>Methodik</i>	129
7.4.2	<i>Probenahme und Probenvorbereitung</i>	131
7.4.3	<i>Ergebnisse der Laser-⁴⁰Ar-³⁹Ar-Analyse</i>	132
7.5	<i>Diskussion zu den Untersuchungsergebnissen der Pseudotachylite</i>	141
8.	Ergebnisse der Spaltspuranalytik	144
8.1	<i>Allgemeines und Beprobungskonzept</i>	144
8.2	<i>Ergebnisse der Apatit-Spaltspuranalytik</i>	147
8.3	<i>Ergebnisse der Zirkon-Spaltspuranalytik</i>	149
8.4	<i>Diskussion der Ergebnisse</i>	149
9.	Ergebnisdiskussion und Zusammenfassung der geologischen Entwicklung im Umfeld des Mahanadi-Riftes	153
9.1	<i>Bildverarbeitung und strukturgeologische Interpretation der Satellitenbilder</i>	153
9.2	<i>Diskussion zur Geologie und Entwicklung der Mahanadi-Gondwana-Becken sowie des angrenzenden Basements</i>	155
9.2.1	<i>Neoproterozoische Entwicklung (Grenville – Panafrika)</i>	155
9.2.2	<i>Mesozoische Entwicklung der Gondwana-Becken</i>	162
10.	Literaturverzeichnis	166

ANLAGENVERZEICHNIS

11 Anlagen (Anlagenband)

11.1 Satellitenbildkarten

- 11.1.1 *LANDSAT-TM-Mosaik, Gesamtgebiet RGB-742, 1 : 500.000*
- 11.1.2 *LANDSAT-TM-Mosaik, Ausschnitt Angul-Domäne, Talchir-Becken, RGB-742, 1 : 250.000*
- 11.1.3 *Farbkompositdarstellung Rairakhol-Samal-Lineament LANDSAT-TM / IRS 1C 1 : 100.000*
- 11.1.4 *Farbkompositdarstellung Gebiet um Raigarh LANDSAT-TM / IRS 1C-Pan, 1 : 100.000*
- 11.1.5 *Perspektivansicht (DGM, LANDSAT TM, Interpretation) für das Gebiet um Raigarh*

11.2 Interpretationskarten

- 11.2.1 *Strukturelle Übersichtsinterpretation, M 1 : 250.000*
- 11.2.2 *Strukturelle Detailinterpretation Gebiet um Raigarh, M 1 : 100.000*
- 11.2.3 *Kartendarstellung der statistischen Auswertung der regionalen Lineamente*
- 11.2.4 *Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Lineare*
- 11.2.5 *Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Strukturtrends*
- 11.2.6 *Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Flußanomalien*

11.3 Bildtafeln

- Bildtafel I: Aufschlußfotografien - Basement*
- Bildtafel Ia: Aufschlußfotografien - Basement*
- Bildtafel II: Aufschlußfotografien - Pseudotachylite*
- Bildtafel III: Aufschlußfotografien - Gondwanasedimente*
- Bildtafel IV: Aufschlußfotografien - basische Gänge*
- Bildtafel V: Aufschlußfotografien - Bruchstörungen*
- Bildtafel VI: Landschaftsfotografien*
- Bildtafel VII: Dünnschliffphotografien - basische Gänge*
- Bildtafel VIIa: Dünnschliffphotografien - Remanenzträger*
- Bildtafel VIIb: REM-Aufnahmen - Remanenzträger*
- Bildtafel VIIc: Dünnschliffphotografien - basische Gänge*
- Bildtafel VIII: REM-Aufnahmen - Pseudotachylite*
- Bildtafel IX: Dünnschliffphotografien - Pseudotachylite*
- Bildtafel X: Aufnahmen - Pseudotachylit 12-97*
- Bildtafel XI: Aufnahmen - Pseudotachylit 171-97*
- Bildtafel XII: Aufnahmen - Pseudotachylit 35-97*
- Bildtafel XIII: Aufnahmen - Pseudotachylit 46-96*
- Bildtafel XIV: Aufnahmen - Pseudotachylit 59-96*
- Bildtafel XV: Aufnahmen - Pseudotachylit 70-96*
- Bildtafel XVI: Aufnahmen - Pseudotachylit 46-96 / 35-97*

11.4 Datenzusammenstellung der Feldarbeiten

- 11.4.1 Aufschlußliste 1. Feldphase
- 11.4.2 Aufschlußliste 2. Feldphase
- 11.4.3 Probenliste Geochemie
- 11.4.4 Probenliste Geochronologie
- 11.4.5 Probenliste Paläomagnetik

11.5 Ergebnisse der Laboruntersuchungen Geochemie

- 11.5.1 Geochemie – RFA
- 11.5.2 Geochemie – ICP-MS

11.6 Ergebnisse der Laboruntersuchungen Geochronologie

- 11.6.1 Pseudotachylite – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – Spotfusion
- 11.6.2 Biotite – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – Spotfusion
- 11.6.3 Plagioklas (basische Gänge) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – Spotfusion/Step-Heating
- 11.6.4 Biotite – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – Step-Heating
- 11.6.5 Basische Gänge – Sm/Nd
- 11.6.6 Basische Gänge – K/Ar
- 11.6.7 Basische Gänge – Rb/Sr

11.7 Ergebnisse Paläomagnetik (ausgewählte Proben)

- 11.7a.1 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe I
- 11.7a.2 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 1
- 11.7a.3 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 2
- 11.7a.4 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe III
- 11.7a.5 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - Sambalpur
- 11.7a.6 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - südlich Raigarh
- 11.7a.7 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - nördlich Raigarh
- 11.7b.1 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe I
- 11.7b.2 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 1
- 11.7b.3 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 2
- 11.7b.4 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe III
- 11.7b.5 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - Sambalpur
- 11.7b.6 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - südlich Raigarh
- 11.7b.7 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - nördlich Raigarh

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Seite

Kapitel 2

Abbildung 2-1:	<i>Kartendarstellung des Indischen Subkontinentes als Reliefdarstellung</i>	3
----------------	---	---

Kapitel 3

Abbildung 3-1:	<i>Schematische Darstellung der geotektonischen Großeinheiten des Indischen Subkontinentes</i>	4
Abbildung 3-2:	<i>Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des Singhbhum-Kratons und des Singhbhum Mobilgürtels</i>	6
Abbildung 3-3:	<i>Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des CGGK)</i>	8
Abbildung 3-4:	<i>Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des Bhandara-Kratons</i>	9
Abbildung 3-5:	<i>Schematische, geologische Darstellung der Gondwana-Becken des Mahanadi- und angrenzender Bereich mit Kennzeichnung der Steinkohlenbecken</i>	12
Abbildung 3-6:	<i>Stratigraphische Übersicht der Gondwana Becken des Mahanadi-Riftes</i>	14

Kapitel 4

Abbildung 4-1:	<i>Ausschnitt aus dem digitalen Höhenmodell des USGS – DEM 30‘</i>	18
Abbildung 4-2:	<i>Darstellung der Entwässerungssysteme innerhalb und im Umfeld der Gondwana-Becken mit dem Ergebnis der kleinmaßstäbigen Satellitenbildinterpretation</i>	21
Abbildung 4-3:	<i>Darstellung der Grenzen von regionalen, geologischen Großeinheiten und Domänen mit Bezeichnung der wichtigsten Strukturelemente</i>	25
Abbildung 4-4:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Angul-Domäne</i>	27
Abbildung 4-5:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Tikarpara-Domäne</i>	29
Abbildung 4-6:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Rairakhol-Domäne</i>	30
Abbildung 4-7:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Phulbani-Domäne</i>	30
Abbildung 4-8:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Chilka-Lake-Domäne</i>	31
Abbildung 4-9:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Tikra-Domäne</i>	33
Abbildung 4-10:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Rengali-Domäne</i>	34
Abbildung 4-11:	<i>Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Malagyiri-Domäne</i>	34

Abbildung 4-12: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Riamal-Rengali-Domäne	35
Abbildung 4-13: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für die Deogarh-Domäne	35
Abbildung 4-14: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für den Bereich des Bhandara-Kraton (Sambalpur-Domäne + Raigarh-Domäne)	37
Abbildung 4-15: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für den NE-Rand des Chattisgarh-Beckens	38
Abbildung 4-16: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für das Talchir-Becken	40
Abbildung 4-17: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für das Mahanadi-Becken (Ib-River, Mand-Raigarh)	42
Abbildung 4-18: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation für das Athgarh-Becken	43
Abbildung 4-19: Zusammenstellung der duktilen und bruchtektonischen Strukturelemente für die Angul-Domäne und Tikarpara-Domäne.	48
Abbildung 4-20: Zusammenstellung der duktilen und bruchhaften Strukturelemente für die Tikra-Domäne und die Rengali-Domäne	51
Abbildung 4-21: Detailausschnitt der Satellitenbildinterpretation für den Kreuzungsbereich von NOBF und Rairakhol-Samal-Linemament	53
Abbildung 4-22: Detailausschnitt aus der Satellitenbildinterpretation für den Bereich des Bhandara-Kratones, Darstellung der Strukturelemente und lithologischen Einheiten des Mahanadi-Beckens und des Chattisgarh-Beckens	56
Abbildung 4-23: Zusammenstellung der duktilen und bruchhaften Strukturelemente für den Bhandara Kraton, getrennt nach Sambalpur-Domäne und Raigarh-Domäne.	57
Abbildung 4-24: Zusammenstellung der Strukturelemente für die Sedimente im Randbereich des Chattisgarh-Beckens.	58
Abbildung 4-25: Zusammenstellung der Strukturelemente für die Sedimente im Talchir-Beckens	59
Abbildung 4-26: Detailausschnitt aus der Satellitenbildinterpretation für das Talchir-Becken	60

Kapitel 5

Abbildung 5-1: Kartendarstellung mit Lage und Aufschlußnummer der untersuchten Gänge	63	basischen
Abbildung 5-2: Richtungsstatistische Auswertung der Raumlage von basischen Gängen	64	
Abbildung 5-3: Richtungsstatistische Auswertung der basischen Gänge anhand der Kartenunterlagen	65	
Abbildung 5-4: Darstellung der halbquantitativen EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene Ganggruppe I	67	
Abbildung 5-5: Darstellung der EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene für Ganggruppe II	69	
Abbildung 5-6: Darstellung der EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene für Ganggruppe III	70	
Abbildung 5-7: Grafische Darstellung der Auswertung von Haupt-, Neben und SE-Elementen die mesozoischen Gänge	73	für

Abbildung 5-8:	Auswertung der Hauptelemente für die Ganggruppe II – IV	75
Abbildung 5-9:	Korrelationsdiagramme von Zr mit Hauptelementen, kompatiblen Spurenelementen und inkompatiblen Spurenelementen für die Ganggruppen II - IV	77
Abbildung 5-10:	Zuordnung zu geotektonischen Positionen anhand von inkompatiblen Elementen für die Ganggruppe II – IV	78
Abbildung 5-11:	Spiderdiagramm (Anordnung der Elemente nach Pearce, 1983) normiert auf N-MORB nach Sun & McDonough (1989)	79
Abbildung 5-12:	SEE-Diagramm normiert auf chondritische Werte nach TAYLOR & MCLENNAN (1985)	80
Abbildung 5-13:	SEE-Elementkorrelationsdiagramme für die Ganggruppen II-IV	81
Abbildung 5-14:	Ergebnisdarstellung der Bestimmung der Curietemperatur für die Ganggruppen I – IV	86
Abbildung 5-15:	Darstellung der Ergebnisse für die Demagnetisierung der ARM für die Ganggruppen I - IV	88
Abbildung 5-16:	Zusammenfassung der Hysteresemessungen für die Ganggruppen I - IV	90
Abbildung 5-17:	Ergebnisse der backfield-Messung für die Ganggruppen I-IV	91
Abbildung 5-18:	Darstellung der Parameter M_{RS}/M_S zu H_{CR}/H_C zur Unterscheidung von Einbereichs- (SD), Pseudoeinbereichs- (PSD) und Mehrbereichs-Titanomagnetit	92
Abbildung: 5-19:	Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM für die Ganggruppe I	93
Abbildung: 5-20:	Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM für die Ganggruppe II	94
Abbildung: 5-21:	Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM für die Ganggruppe III	95
Abbildung: 5-22:	Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM für die Ganggruppe IV-Sambalpur	97

Kapitel 6

Abbildung 6-1:	Ergebnisse der ^{40}Ar - ^{39}Ar Datierung des basischen Ganges bei Naraj für ein „step-heating“ Experiment	103
Abbildung 6-2:	Ergebnisse der Step Heating ^{40}Ar - ^{39}Ar Datierung der Probe aus dem Mahanadi-Offshore	103
Abbildung 6-3:	Synoptisches Isochronendiagramm für die Sm/Nd-Analysen der Ganggruppe II-IV	105
Abbildung 6-4:	Darstellung der Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen	106
Abbildung 6-5:	Zusammenfassung der geochemischen Korrelationsdiagramme zur Sm/Nd- und Rb/Sr-Analytik	107
Abbildung 6-6:	Paläogeografische Rekonstruktion von Ostgondwana	108
Abbildung 6-7:	Vergleich der geochemischen Ergebnisse für NAR 1 mit den Rajmahal-Traps, dem Kergeulen-Plateau, den Syhlet-Traps und den Bunbury-Basalten/Naturaliste-Plateau für chondrit-normierte SEE-Plots und N-MORB-normierte Multielementplots	113
Abbildung 6-8:	Vergleich der geochemischen Ergebnisse für NAR 1 und MAH 1 mit den Rajmahal-Traps, dem Kergeulen-Plateau-Basalt, den Syhlet-Traps und den Bunbury-Basalten/Naturaliste-Plateau	115
Abbildung 6-9:	Darstellung des scheinbaren, mesozoischen Polwanderungspfad auf Basis der paläomagnetischen Datenbank mit Pollage des Ganges von Naraj	116

Kapitel 7

Abbildung 7-1:	<i>Darstellung der Bildungsbedingungen für Pseudotachylite nach SWANSON (1992)</i>	122
Abbildung 7-2:	<i>Kartendarstellung zur Lage der untersuchten Pseudotachylite im Untersuchungsgebiet,</i>	123
Abbildung 7-3:	<i>Darstellung der Raumlage von Pseudotachyliten und Streckungslineationen</i>	125
Abbildung 7-4:	<i>Ergebnisse der Linescans (Elektronenmikrostrahlsonde) für die Elemente Fe, K, Ca und Cl als Elementratiodarstellung am Beispiel eines Pseudotachylit des Aufschlusses</i>	128
Abbildung 7-5:	<i>Verteilung der scheinbaren Isotopenalter der Laserspots im Pseudotachylite angrenzend an einen Dolerit (Aufschluß 46-96)</i>	133
Abbildung 7-6:	<i>Darstellung der Isochronenberechnung von Ar-Ar-Spots der Pseudotachylite und der Biotitminerale im Nebengestein</i>	134
Abbildung 7-7:	<i>Verteilung der scheinbaren Isotopenalter der Laserspots im Grenzbereich zwischen Pseudotachylit/ duktiler Scherzone mit retrogradem Biotit/ granulitfazieller Gneis</i>	136
Abbildung 7-8:	<i>Darstellung der Beziehung von Isotopenalter der Laserspots und dem Abstand zum Rand des Pseudotachyliten für drei Laser-Spot-Traversen</i>	137
Abbildung 7-9:	<i>Darstellung der Step-Heating Ergebnisse des Biotitpräparates - Aufschluß 31-96</i>	138
Abbildung 7-10:	<i>Darstellung der Step-Heating Ergebnisse für Biotit und Hornblende für einen Amphibolit - Aufschluß 31-96</i>	140

Kapitel 8

Abbildung 8-1:	<i>Lageplan der Probennahmestellen für die Fission-Track Analyse mit strukturellem Inventar des Untersuchungsgebietes</i>	144
Abbildung 8-2	<i>Ergebnisse der Fission-Track-Datierung für Apatit und Zirkon in einer farbkodiertengrafischen Darstellung im Lageplan des Untersuchungsgebietes</i>	147
Abbildung 8-3:	<i>Schnittdarstellung (N-S-Verlauf) mit Darstellung der Apatit-Fission-Track-Daten</i>	151

Kapitel 9

Abbildung 9-1:	<i>Vergleichende Darstellung der geologischen Entwicklung unterschiedlicher geologischer Bereich in einem T-t-Diagramm</i>	158
Abbildung 9-2:	<i>Paläogeografische Rekonstruktion von Rodinia um 750 Ma und Gondwana für das Vendium</i>	159
Abbildung 9-3:	<i>Paläogeografische Rekonstruktion von Ostgondwana um 500 Ma für das Neoproterozoikum mit Darstellung der Inkremente meso- bis neoproterozoischen Orogenesen</i>	160
Abbildung 9-4:	<i>Zusammenfassung der tektonischen Randbedingungen für die strukturelle Entwicklung des Talchir-Beckens</i>	163
Abbildung 9-5:	<i>Darstellung von alternativen Hot-Spot-Tracks über das 90E-Ridge bzw. dem 85 E-Ridge, Kartendarstellung der Gravitationsanomalien der ozeanischen Krusten im Indischen Ozean</i>	164

TABELLENVERZEICHNIS

	Seite
<i>Tabelle 4-1: Ergebnisse der K-Ar Gesamtgesteinsanalyse für basische Gänge</i>	47
<i>Tabelle 5-1: Zusammenstellung der gesteinsmagnetischen Parameter</i>	89
<i>Tabelle 6-1: Ergebnisse der K-Ar Gesamtgesteinsanalyse für basische Gänge</i>	101
<i>Tabelle 6-2: Zusammenstellung der Sm-Nd Mineralisochronenberechnungen</i>	104
<i>Tabelle 6-3: Zusammenstellung der mesozoischen Intrusionen im Umfeld des Lambert-Riftes</i>	112
<i>Tabelle 6-4: Ergebnisse der Paläomagnetik - virtuelle, paläomagnetische Polpositionen</i>	118
<i>Tabelle 6-5: Vergleichsdaten für neoproterozoischen VGP auf indischen Subkontinent</i>	118

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

AFT	–	Apatit-Fission-Track
Anl.	–	Anlage
BHJ	–	Banded Haematit Jasper
BIF	–	Banded Iron Formation
CFB	–	Continental Flood Basalt
CGGK	–	Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex
ChRM	–	Charakteristischer Remanenter Magnetismus
CHUR	–	Chondritic Uniform Reservoir
CIS	–	Zentraler Indischer Schild
CMZ	–	Central Migmatite Zone
CITZ	–	Central Indian Tectonic Zone
DM	–	depleted mantle
DGM	–	Digitales Geländemodell
EDX	–	electron dispers x-ray
EGMB	–	Eastern Ghats Mobile Belt
EKZ	–	Eastern Khondalite Zone
HFSE	–	high field strength elements
HTO	–	Hochtemperaturoxidation (Oxidationsklassen)
IGCP	–	International Geological Correlation Project
ICP-MS	–	inductiv coupled plasma – mass spectrometer
IOG	–	Iron Ore Group
LIP	–	large igneous province
LSEE	–	Leichte Seltenen Erde Elemente
MORB	–	mid ocean ridge basalt
MTL	–	mean track length (fission track)
NOBF	–	North Orissa Boundary Fault
nPCM	–	nördliche Prince Charles Mountains
NRM	–	Natürlicher Remanenter Magnetismus
ODP	–	Ocean Drilling Program
OMTG	–	Older Metamorphic Tonalitic Gneis
OMG	–	Older Metamorphic Group
PAZ	–	partial annealing zone
REM	–	Rasterelektronenmikroskop
RFA	–	Röntgen Fluoreszenz Analyse
s.str.	–	senso stricto (in konkreter Bedeutung)
SEE	–	Seltene Erden Elemente
SGC	–	Singhbhum-Kraton
SGMB	–	Singhbhum Mobile Belt
TRM	–	Thermischer Remanenter Magnetismus
TZ	–	Transition Zone – Westliche Übergangszone
UHT	–	Ultrahochtemperaturereignis
VRM	–	Viskoser Remanenter Magnetismus
WCZ	–	Western Charnockite Zone
WKZ	–	Western Khondalite Zone
WPB	–	within plate basalt
ZFT	–	Zirkon-Fission-Track (Zirkon-FT)

1. Einleitung

Im letzten Jahrzehnt hat sich der Schwerpunkt geologischer Forschung von der Untersuchung lokaler bis regionaler Zusammenhänge immer mehr zu einer Beschreibung globaler geologischer Zusammenhänge gewandelt. Kernfragen sind die Entstehung, die Entwicklung und der Zerfall von Superkontinenten.

Rodinia und Gondwana bildeten im Zeitraum vom Meso- bis Neoproterozoikum Superkontinente, in die der Indische Kraton eingebunden war. Die Agglomeration von Gondwana leitete die phanerozoische Phase der Erdgeschichte ein. Die Untersuchungen der Entwicklungsgeschichte vor allem von Gondwana gehen auf die bahnbrechenden Arbeiten von Alfred Wegener (WEGENER, 1912) zurück, der erstmalig auf der Basis eines geologischen Vergleiches die Verbindung von Südamerika und Afrika als gemeinsamen Kontinent postulierte und somit die Grundlagen der Plattentektonik legte. Seit dieser Zeit hat sich der Kenntnisstand um globale geologische Zusammenhänge wesentlich erweitert und zu einer Vielzahl von Modellen und Rekonstruktionen geführt.

Der Kenntnisstand zur globalen Entwicklung von Superkontinenten hat sich durch interdisziplinäre Forschung im Rahmen internationaler Projekte (IGCP 368) außerordentlich erweitert. Im Detail bleiben jedoch bislang wesentliche Fragen zu den Schnittstellen und der strukturellen, geochemischen und geochronologischen Korrelation kontinent-übergreifender Strukturen offen. Die Klärung dieser Fragen bilden den Kernpunkt der derzeit laufenden Forschungen.

Das Mahanadi-Rift liegt am Ostrand des indischen Subkontinentes und wird nach den derzeit akzeptierten Gondwana-Rekonstruktionen in seinem ursprünglichen Verlauf mit dem Lambert-Rift (Ostantarktika) korreliert. Das Mahanadi-Rift bildet mit seinen permo-karbonischen Sedimentformationen ein sedimentäres Becken, welches zusammen mit dem Lambert-Rift Bestandteil des Intragondwanischen Systemes von sedimentären Becken (WOPFNER, 1991; VEEVERS & TEWARI, 1995; VISSER & PRAEKELT, 1998) war. Die Sedimente des Mahanadi-Riftes liegen auf unterschiedlichen Basamenteinheiten, die eine geologische Entwicklung vom Archaikum bis Neoproterozoikum nachzeichnen. Der Zerfall von Gondwana gliederte diese einheitliche Struktur in Teilstrukturen der jeweiligen Gondwanafragmente. Somit eröffnet sich die Möglichkeit, Gemeinsamkeiten und Unterschiede in der geologischen Entwicklung sowohl der Basemententwicklung als auch der sedimentären Entwicklung entlang dieser ehemals einheitlichen Struktur zu untersuchen.

Im Bereich des Mahanadi-Riftes sind trotz ungleich besserer Aufschlußverhältnisse im Vergleich zum Lambert Rift wesentliche Zusammenhänge zwischen der Basemententwicklung, insbesondere des Einflusses von Grenville- bzw. Panafricanischer Orogenese, und der Anlage bzw. dem Charakter des Rifting im Mahanadi-Gebiet weitestgehend ungeklärt.

2. Zielstellung und Methodik

Das Projekt Mahanadi-Rift geht auf Arbeiten von HOFMANN (1978, 1982, 1991, 1995) im Lambert-Rift (Ostantarktika) zurück. Im Ergebnis der sowjetischen Antarktika-Expeditionen wurde schon in den 70er Jahren auf Basis eines geologischen Vergleiches die Fortsetzung des Lambert-Riftes im indischen Mahanadi-Rift als Ostantarktisch-Indische Riftstruktur und dessen Bedeutung für die Gondwana-Rekonstruktion (FEDOROV ET AL., 1977) diskutiert.

Im Jahre 1993 wurde das Projekt Mahanadi-Rift in Kooperation mit der FU Berlin und dem National Geophysical Research Institut, Hyderabad initiiert. Mit dem Projekt „Mahanadi-Rift“ sollte versucht werden, Grundvorstellungen über die struktureologische Entwicklung des Mahanadi-Riftes und vor allem dessen Anlage im präkambrischen Basement des Umfeldes zu erarbeiten und damit den über das Lambert-Rift bestehenden Kenntnisstand anzugleichen.

Anlage und strukturelle Entwicklung des Lambert-Rift konnte anhand von basischen Intrusionen und deren Korrelation zu relevanten Störungssystemen (SHERATON, 1983; HOFMANN, 1991; MIKHALSKY & SHERATON, 1993) beschrieben werden. Die geologische Situation des das Lambert-Rift umgebenden Basement ist im Ergebnis mehrerer sowjetischer und vor allem australischer Expeditionen eingehend beschrieben worden. Ausgehend von den Verhältnissen im Lambert-Rift lag die Vermutung nahe, daß im Gebiet des Mahanadi-Riftes vergleichbare Intrusionen, obwohl bislang in der Literatur nicht beschrieben, auftreten könnten.

Während der ursprüngliche Arbeitsschwerpunkt des Kooperationspartners von der FU Berlin auf der digitalen Bildanalyse, der geologischen Interpretation der LANDSAT TM Daten und der synoptischen Datenauswertung in einem GIS lag, sollte der Verfasser die struktureologische Auswertung der Geländedaten und die geochemische Auswertung der basischen Intrusionen durchführen. Durch die Unterbrechung der finanziellen Förderung des Projektes (1996-1997) konnte der Kooperationspartner der FU Berlin ab April 1996 nicht mehr im Projekt mitarbeiten. Die digitale Bildanalyse und Interpretation der LANDSAT TM - Szenen wurde ab Mitte 1996 teilweise und ab September 1997 vollständig vom Verfasser übernommen. Seit September 1996 konnte Dr. F. Lisker von der Universität Bremen in das Projekt gewonnen werden, der an der zweiten Geländephase teilnahm und federführend die Spaltspurdatering durchführte. Ab Februar 1998 wurde die Arbeit der FU Berlin durch Herrn Dipl.-Geol. H. Ehle, jedoch beschränkt auf die digitale Bearbeitung der IRS-1C und RADARSAT-Daten, weitergeführt.

Weitere Probleme traten insofern auf, als von indischer Seite aus Geheimhaltungsgründen keine geologischen Karten bzw. geologische Rohdaten (Bohrungen, Geophysik, etc.) zugänglich waren. Die schlechten Aufschlußverhältnisse im Umfeld des Mahanadi-Rifts, insbesondere in den Kerngebieten (Riftrandstörungen), ermöglichten nur vereinzelt oberflächengeologische Arbeiten. Ergebnisse aus den parallel laufenden, umfangreichen geologischen Aktivitäten (Satelliteninterpretation, Aeromagnetik, Aeroradiometrie, Feldarbeiten) der australischen Firma „World Geoscience Cooperation“ waren aus kommerziellen Gründen nicht verfügbar.

Für das Gebiet um das Mahanadi-Rift liegen bislang wenig moderne Bearbeitungen vor. Erst in den letzten Jahren hat sich im Ergebnis internationaler Projekte die Forschungsaktivität in diesem Gebiet wesentlich erhöht. Beispielsweise lagen zum Projektbeginn für das Arbeitsgebiet mit ca. 65.000 km² lediglich drei Veröffentlichungen vor, die geochronologische Daten enthielten. Diese Situation war insofern problematisch, da im Gebiet des Mahanadi-Riftes vier bedeutende Krusteneinheiten des Indischen Schildes mit einer geologischen Entwicklung vom frühen Archaikum bis zum Känozoikum zu betrachten waren. Mit der Zielstellung einer geologischen Verifizierung der Satellitenbildinterpretation verlagerte sich der Schwerpunkt der Untersuchungen im Laufe des Projektes zunehmend von der Untersuchung der mesozoischen Gondwana-Becken zum präkambrischen Basement.

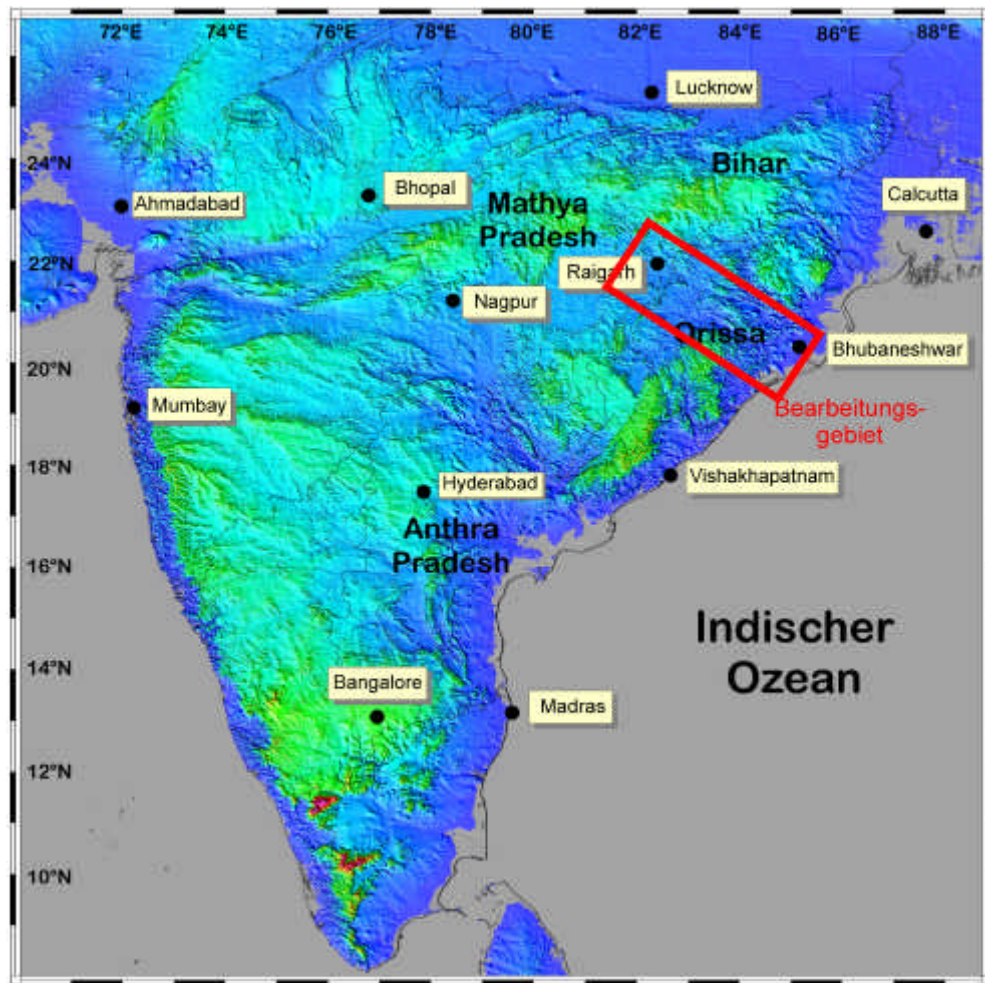


Abbildung 2-1: Kartendarstellung des Indischen Subkontinentes als Reliefdarstellung mit Kennzeichnung des Bearbeitungsgebietes

Die Untersuchungen im Gebiet des Mahanadi-Riftes waren komplex und umfaßten folgende Labor- und Feldarbeiten bzw. Auswertungen:

- Strukturelle Interpretation von LANDSAT TM, IRS 1C und RADARSAT - Szenen zur Abgrenzung von strukturellen Einheiten und Identifizierung von Störungssystemen,
- 2 Geländeaufenthalte (Januar - März 1996, Januar - März 1997) mit Aufnahme des strukturellen Inventars, Probenahme für geochemische, geochronologische (K-Ar, Ar-Ar, Sm-Nd, Fission Track), paläomagnetische und strukturgeologischen Untersuchungen (vgl. Abb. 2-1),
- geochemische (RFA, ICP-MS) und geochronologische (Sm-Nd, K-Ar, Ar-Ar) Analytik der basischen Intrusionen,
- paläomagnetische Laboruntersuchungen von Probenmaterial basischer Intrusionen,
- strukturelle, geochemische und geochronologische Untersuchungen von Pseudotachylitstrukturen,
- regionale Auswertung der Fission Track Analyse zur Evaluierung und Verifizierung großräumiger Krustenbewegungen,
- zusammenfassende Darstellung der geologischen Entwicklung, Vergleich mit dem Lambert-Rift (Ostantarktika), Einbindung der Ergebnisse in globale, plattentektonische Modelle.

Die Erläuterung der detaillierten Zielstellung und der jeweils angewandten Methodik ist in den entsprechenden Kapiteln aufgeführt, um die Einheit von Methode, Ergebnis und Diskussion zu erhalten.

3. Geologischer Rahmen – Tektonische Großeinheiten Peninsular Indiens

3.1 Tektonische Großeinheiten Peninsular Indiens

Das Mahanadi-Rift folgt einer Suture, wo Großeinheiten des Indischen Schildes mit unterschiedlicher geotektonischer Stellung vom Archaikum bis in das frühe Mesozoikum angrenzen. Dieser weitgespannte geotektonische Rahmen ist Ursache für außerordentlich komplexe geologischen Zusammenhänge. Im folgenden wird eine gestraffte Übersicht zur geologischen Entwicklung der relevanten Megastrukturen gegeben.

Der indische Schild stellt eine Kollage archaischer Krustenkerne (vgl. Abb. 3-1) dar, die von paläo- bis neoproterozoischen Mobilgürteln umgeben sind.

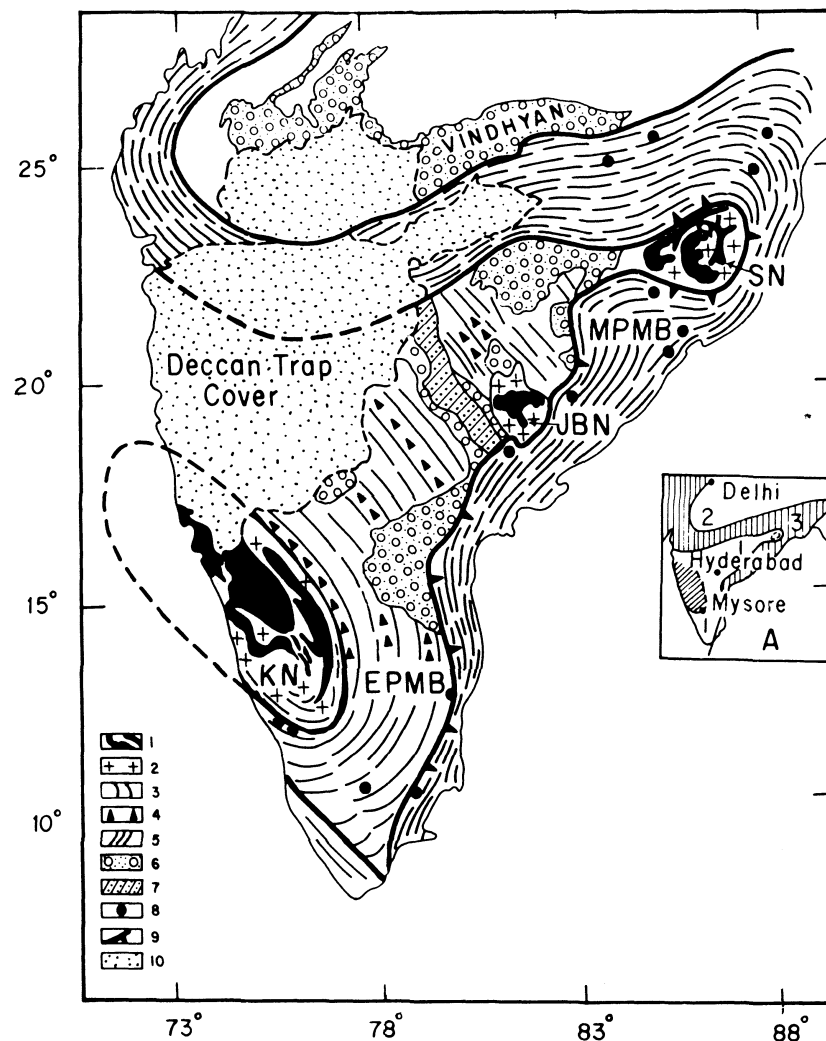


Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der geotektonischen Großeinheiten des Indischen Subkontinentes nach NAQUI & ROGERS (1987), Abkürzungen: KN-Karnataka-Kraton, JBN-Jeypore-Bastar-Kraton, SN-Singhbhum-Kraton, EPMB-Frühproterozoische Mobilgürtel, MPMB-Mittelproterozoische Mobilgürtel; Legende: 1-Greenstone Belts, Nuclei, 2-tonalitische Gneise, 3-Granulite, grano-dioritische Gneise - EPMB, 4-Alkaligesteine, 5-Granulite, Gneise-MPMB, 6-Mittelproterozoische Becken, 7-Gondwana-Becken, 8-Anorthosite, 9-EGMB-Thrust, Singhbhum-Thrust, 10-Dekkan Trapps; Inset: 1-Bhandara-Dharwar-Kraton, 2-Bundelkhand-Kraton, 3-MPMB

Die kontinentalen Krustenbereiche lassen sich hinsichtlich ihrer geochronologischen und geotektonischen Stellung in sieben wesentliche Hauptelemente gegliedert (RADHAKRISHNA & NAQVI, 1986):

- archaische Krustenkerne mit Metamorphose-/Intrusionsalter > 2600 Ma (Bastar-Kraton, Singhbhum-Kraton, Karnataka-Kraton),
- frühproterozoische Orogengürtel mit einem Metamorphose-/Intrusionsalter von 2600-2000 Ma,
- mittelproterozoische Orogengürtel mit Metamorphose-/Intrusionsalter von 1500-900 Ma (Eastern Ghats, Satpura Orogen),
- panafrikanische Orogengürtel mit Metamorphose-/Intrusionsalter von 650-500 Ma (Kerala Khondalite Belt),
- proterozoische Sedimentbecken (Chattisgarh Becken, Cuddapah-Becken, Vindhyan-Becken),
- paläozoisch-mesozoische Sedimentbecken (Gondwana-Sedimente), gebunden an kontinentale Riftsysteme (Mahanadi-Rift, Godavari-Rift, Narmada-Son-Rift, Damodar Valley),
- Flutbasaltdecken, die mit dem Aufbruch von Gondwana in Verbindung stehen (Deccan-Traps, Rajmahal-Traps, Syhlet-Traps).

Während der frühproterozoischen Orogenesen entstanden im Ergebnis einer Kollision der archaischen Krustenkerne erste Protokontinente (Dharwar-Singhbhum Protokontinent nach RADHAKRISHNA & NAQVI, 1986 bzw. Dravidian Schild nach ROGERS, 1986). Die mittelproterozoischen Orogengürtel (Chhotanagpur, Satpura) markieren die Nahtstelle zwischen dem Dharwar-Singhbhum Protokontinent und dem Bundelkhand Protokontinent. Diese Nahtzone, die dem Verlauf des Narmada-Son Riftes folgt, wird als Central Indian Tectonic Zone sehr kontrovers diskutiert (KALE, 1987; HARRIS & BEESON, 1993; MAZUMDAR, 1996). Die weltweite Korrelation der mittel-neoproterozoischen Orogengürtel als Grenvillesches Orogen findet seinen Ausdruck u.a. in der SWEAT-Hypothese (DALZIEL, 1991; MOORES, 1991; HOFFMANN, 1991). Die SWEAT-Hypothese (South-West-United-States-East-Antarctica) beschreibt die Entwicklung eines weltweiten Orogensystems im Neoproterozoikum, welches die Agglomeration des Superkontinentes Rodinia bewirkte. Die panafrikanische Orogenese ist nur sehr differenziert auf dem Indischen Kratonbereich nachweisbar, dessen Nachweis und regionalgeologische Zuordnung sich derzeit in intensiver Diskussion befindet. In den folgenden Abschnitten werden die an das Mahanadi-Rift angrenzenden Großeinheiten in ihrer geologischen Entwicklung sowie deren regionale Stellung kurz umrissen.

3.2 Der Singhbhum-Kraton

Der Singhbhum-Kraton gehört zu den ältesten Krusteneinheiten Indiens und stellt einen der drei archaischen Krustenkerne des Indischen Schildes dar. Er wird im Norden und Westen vom Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex (CGGK) und im Süden und Osten von dem Eastern Ghats Mobile Belt (EGMB) begrenzt. Bezüglich der strukturellen Entwicklung und der geotektonischen Position kann der Singhbhum-Kraton in zwei Großeinheiten (Abb. 3-2), den Singhbhum-Iron-Ore-Kraton und den Singhbhum Mobile Belt gegliedert werden (SAHA, 1994). Der Kratonkern wird von der Older Metamorphic Group (Metapelite, Quarzite, Amphibolite) und den in diese intrudierten Older Metamorphic Tonalitic Gneiss gebildet. Detritische Zirkone deuten auf ein Sedimentationsalter der Older Metamorphic Group um 3,6 – 3,5 Ga (MISHRA ET AL. 1999) hin. Neuere Untersuchungen von MISHRA ET AL. (1999) ordnen die Intrusion des Older Metamorphic Tonalitic Gneiss um 3,44 Ga ein.

Alter [Ma]	Singhbhum Craton	Singhbhum Mobile Belt
1600 - 950	Newer Dolerite Dykes	
2100	Gabbro, Anorthosite Ultramafische Intrusionen	
2200-2100	Konglomerate, Sandsteine } Kalksteine, Schiefer } Kolhan group	Soda Granite, Arkansi Granophyre (2200 Ma)
	Diskordanz	Diskordanz
2300	Dhanjori Vulkanite (Simlipal-Jagannathpur) } 2300-2400 Quarzite, Konglomerate (Dhanjori Sedimente) } Dhanjori Group	Obere Dalma Formation (Dalma Vulkanite) } Untere Dalma Formation (mafische Vulkanite, Tuffe, Phyllite, Kalksteine) } Dalma Group
	Quarzite, Phyllite, mafische und ultramafische Vulkanite } Ongarbira volcanic-sedimentary belt	Dhalbhum Formation (Phyllite, Schiefer, Quarzite) } Chaibasa Formation (Schiefer, Quarzite, Metavulkanite) } Singhbhum Group
	Diskordanz	Diskordanz
2900-3000	3. Phase Singhbhum Granitintrusion (Saha et. al. 1986)	
	Diskordanz	Diskordanz
	Epidiorite Obere Schiefer, Sandsteine und Vulkanite "banded iron formation" Untere Schiefer, Tuffe und Vulkanite Sandsteine, Konglomerate } Iron Ore Group	
	Diskordanz	
3200-3300	1.+2. Phase Granitintrusion	Chakradharpur Granite Gneiss
>3400	"Older Metamorphic Tonalit Gneiss" "Older Metamorphic Group" (s.str.)	

Abbildung 3-2: Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des Singhbhum-Kratons und des Singhbhum Mobilgürtels erstellt aus NAQVI & ROGERS (1987); BHATTACHARYYA & SANYAL (1988); GHOSH & SENGUPTA (1990); SAHA (1994); MAZUMDAR (1996); MISHRA ET AL. (1999)

In den Kratonkern intrudierten um 3,31 Ga granitische Körper der Singhbhum Phase A+B (MISHRA ET AL., 1999). Nachfolgend lagerten sich vulkanosedimentäre Einheiten der Iron Ore Group ab, die sich aus Phylliten, Tuffiten, Banded Haematit Jasper, basischen und intermediären Vulkaniten zusammensetzen.. Die Granitintrusionen der Phase C (Mayurbhanj Granit – 3,09 Ga nach MISHRA ET AL., 1999) bilden den Abschluß der Formierung und Stabilisierung des Kratonkernes (Abb. 3-2).

Der Singhbhum Mobile Belt wird von der proterozoischen Singhbhum Group gebildet, die sich aus Metasedimenten und basischen Intrusiva (Dalma Volcanics, Danjori Group) zusammensetzt. Sie überlagert diskordant die archaischen Einheiten der Singhbhum-Kratons. BHATTACHARYYA & SANYAL (1988) interpretieren die Singhbhum Group in ihrer geotektonischen Position als Ergebnis eines frühproterozoischen kontinentalen Rifting. Die Singhbhum-Orogenese (2,1 - 1,6 Ga; BHATTACHARYYA, 1992), in deren Verlauf CGGK und der Singhbhum-Kraton kollidieren, schließt mit der Ausbildung der komplexen Copper Belt Thrust zum Singhbhum-Kraton und der Northern Shear Zone zum CGGK die Sedimentation der Singhbhum Group ab.

Der Singhbhum-Kraton wird von zahlreichen basischen Gängen, den Newer Dolerite Dykes, durchschlagen. Die Alterseinstufung der Newer Dolerite Dykes ist derzeit noch nicht vollständig geklärt. Nach MALLIK & SARKAR (1994) wird eine mehrphasige Intrusion der Gangsysteme im Zeitraum vom 1600 – 950 Ma angenommen.

Im Süden bilden derzeit nicht zuordenbare Einheiten wie die Deogarh Assemblage, die Malagiri Assemblage, die Rengali Assemblage und die Tikra Assemblage über die North Orissa Boundary Fault (NOBF - MAHALIK, 1996) sowie die Sukinda Thrust den Grenzbereich zu den EGMB. Während die suprakrustalen Einheiten der Tikra-, Deogarh- bzw. Malagiri Assemblage in ihrer Genese von der Iron Ore Group abgeleitet werden (SARKAR ET AL. 1990; SAHA, 1994; MAHALIK, 1996), wird die hochmetamorphe Rengali Assemblage teilweise dem EGMB (SARKAR ET AL. 1998) zugeordnet.

Die in SAHA (1994) zusammengefaßten Informationen zur geologischen Entwicklung des Singhbhum Komplexes zeigen, daß besonders im südlichen Randbereich zu den EGMB wesentliche Fragestellungen, wie die geochronologische Einstufung tektonischer Ereignisse, die Abgrenzung von Krusteneinheiten sowie eine Einordnung in den geotektonischen Kontext, noch weitestgehend ungeklärt sind. Auf einzelne Probleme wird in folgenden Kapiteln näher eingegangen.

3.3 Der Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex (CGGK)

Der CGGK bildet eine große, in sich stark differenzierte Struktureinheit, die durch hoch- bis schwachmetamorphe Metasedimente, Orthogneise, Migmatite, mafische Vulkanite bzw. zahlreiche granitische Intrusionen sowie Anorthosite charakterisiert wird (Abb. 3-3). Die Gesteine zeigen Inkremente multipler Deformationen unter überwiegend amphibolit- bis granulitfaziellen metamorphen Verhältnissen (GHOSE, 1983; PYNE, 1992). Der CGGK wird im E und SE durch die Northern Singhbhum Shear Zone des Singhbhum Mobile Belt, im W durch das Narmada-Son-Lineament mit proterozoischen Sedimenten des Vindhyan Beckens und im S durch Gondwanasedimente des Mahanadi-Riftes begrenzt. Im Norden taucht der CGGK unter den fluviatilen Sedimenten der Ganges-Ebene ab. Das Damodar Valley gliedert mit Gondwanaablagerungen den CGGK in einen südlichen und einen nördlichen Teilbereich.

Im Gegensatz zum rohstoffreichen Singhbhum-Kraton liegen zum CGGK vergleichsweise wenig systematische geologische und geochronologische Untersuchungen vor. Die wenigen geochronologischen und tektonischen Daten lassen erkennen, daß die Anlage der Hauptstrukturelemente und der Metamorphosehöhepunkt mit der Kollision zwischen der CGGK und dem Singhbhum-Kraton (2100 - 1600 Ma nach SAHA, 1994) korreliert. Nach neueren Daten (PANDEY ET AL., 1998) wird nach einer granulitfaziellen Metamorphose um 1600 Ma ein anatektisch metamorphes Ereignis um 1000 Ga postuliert. Strukturelle Bezüge der geochronologischen Daten und eine moderne Diskussion zur regionalen Einordnung der Daten fehlen für den CGGK bislang vollständig.

Insbesondere im Randbereich der CGGK wurden granitische Intrusionen mit 1100 – 1000 Ma datiert. Die Beziehung zwischen dem CGGK und dem Singhbhum-Kraton wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Generell stehen sich Hypothesen einer kontinentalen Intraplattenkollision (z.B. SARKAR, 1988) denen einer Kollision zweier Mikroplatten (Chhotanagpur Terrane) in Verbindung mit der Subduktion ozeanischer Kruste an einem Inselbogen (Referenzen in BLACKBURN & SRIVASTAVA, 1994) gegenüber.

Palaeozoische/Mesozoische Intrusionen	Rajmahal Basalte (100-105 Ma) Dolerite (185 Ma) Hornblendite (275 Ma) Quarzaplite (367 Ma) Alkali-Syenit Porphyre (435 Ma)
Äquivalente zu der Malani Phase (600-783 Ma)	Biotit Granodiorite (635 Ma) tonalitische Biotit Gneise (700 Ma) Amphibolite (765 Ma)
Diskordanz	
syn- bis spätektonische Intrusionen	Pegmatite Granite, Granodiorite, Tonalite
Syntektonische Intrusionen	Anorthosite Amphibolite (Metadolerite, Pyroxen-granulite) Metapyroxenite, -gabbro, -norite
Diskordanz	
Ältere Metasedimente (mgl. äquivalent zur Singhbhum Gruppe des SMB)	Kristalline Kalksteine, Dolomite, Kalksilikate, Skarne pelitische Schiefer, Gneisse, Migmatite
Diskordanz	
Kristallines Basement (mgl. äquivalent zu den Singhbhum-Graniten - Bhattacharyya et.al. 1990)	Tonalit-Gneise, Charnokite, Khondalite, Granulite

Abbildung 3-3: Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des CGGK aus GHOSE ET AL. (1973); GHOSE (1983); SARKAR (1988); BANERJI, (1991); MAZUMDAR (1996) und PANDEY ET AL. (1998)

3.4 Der Bhandara-Kraton (Zentralindischer Schild)

Der Zentralindische Schild wird im Süden vom Godavari-Rift, im Osten vom proterozoischen Mobilgürtel der Eastern Ghats, im Norden vom Mahanadi-Rift bzw. der Verlängerung der NOBF und im Westen von den Orogengürteln der proterozoischen Satpura-Orogenese bzw. dem Narmada-Son-Lineament begrenzt. Die Bastar-Jeypore-Einheit bildet den archaischen Kern dieses Kratongebietes.

Der Zentralindische Schild (auch Bhandara-Kraton in ROGERS, 1986) umfaßt im wesentlichen archaische bis frühproterozoische, schwach- bis hochmetamorphe Gneise. In den Gneisen sind archaische Krustenkerne (Bastar-Kraton) erhalten geblieben. Randlich werden die Gneiskomplexe von Sediment/Vulkanitkomplexen (Dongargarh Vulkanite, Sonakhan Schiefergürtel) begrenzt, die durch den bimodalen Charakter ihrer Vulkanite als spät (?) archaische Greenstone Belts (DESHPANDE ET AL., 1990; DAS ET AL., 1990) interpretiert werden. Im Ergebnis der mittelproterozoischen Orogenese wurden die Anlagen für die proterozoischen Sedimentbecken (Chattisgarh Becken; Bastar-Becken) geschaffen, die auf den Gneisen diskordant auflagern (Abb 3-1).

Nach ihrer geochronologischen Abfolge lassen sich unterschiedliche Einheiten differenzieren (Abb. 3-4). Die archaischen - frühproterozoischen Gneise / Metasedimente werden als Ältere Metamorphite (SARKAR, 1983) bezeichnet, wobei deren konkrete Gliederung sowie regionale Zuordnung widersprüchlich ist. Die mittel- bis spätproterozoischen Einheiten werden der Purana-Supergruppe zugeordnet.

Mittel- bis Spätproterozoikum (570 - 2000 Ma)	Purana Supergroup	Chattisgarh Group	Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine, Quarzite Kalksteine, Dolomite (< 900 Ma)
		Diskordanz	
		Khairagarh Group	Kotima Vulkanite Ghorgra Formation Mangikuta Vulkanite Sitagota Vulkanite (1367 Ma) Basale Schiefer (1530 Ma)
		Diskordanz	
Frühproterozoikum (2000 - 2300 Ma)		Nandgaon Group	Dongargarh Granite Pitepani Vulkanite Bijli Rhyolite
		Diskordanz (Sakoli Orogenese 2200 Ma - ?)	
		Sakoli Group Bailadila Group	Phyllite, Epidot-Amphibolite, Kalk-Phyllite, Quarz-Glimmerschiefer Banded Iron Formation
		Diskordanz (Amgaon Orogenese ca. 2300 Ma)	
Mittelarchaikum 2500 - 3200 Ma		Amgaon Group (Bengpal (Sukma) Group)	Psammitische Metasedimente, Metabasische Vulkanite, Quarzite, Metahornblende-Schiefer Gneise
frühes Archaikum (> 3200 Ma)		Ältere Metamorphite	Gneise, Tonalite (nach Sarkar & Gupta, 1990)

Abbildung 3-4: Zusammenfassung der geologischen Entwicklung des Bhandara-Kratons zusammengestellt aus RAMAKRISHNAN (1990); THORAT ET AL. (1990); SARKAR ET AL. (1990b); PRASAD (1990) und NAQVI & ROGERS (1987)

Die Satpura-Orogenese, die einen wesentlichen Einfluß auf das Strukturinventar, wurde bislang nicht eindeutig chronologisch definiert. Während NAQVI & ROGERS (1987) beispielsweise die Satpura-Orogenese der Bildung der mittelproterozoischen Orogengürtels um 1600-1400 Ma (Nandgaon Group/ Khairagarh Group) zuordnen, parallelisieren neuere Untersuchungen (SAHA, 1994) die Satpura-Orogenese mit dem ‚Grenville Event‘.

3.5 Der Eastern-Ghats-Mobilgürtel

Der EGMB galt bis Anfang der 90er Jahre als „enfant terrible“ der indischen Geologie. Durch die schlechte Zugänglichkeit einerseits und die nur spärlich verfügbaren Altersdaten andererseits war eine systematische Beschreibung von Lithologie und Tektonik nur unzureichend möglich. Erst mit dem Beginn internationaler Aktivitäten im Rahmen der Rodinia-Gondwana-Rekonstruktion richtete sich verstärktes Augenmerk auf die Eastern-Ghats, die eine Schlüsselstellung für die Rekonstruktion der Gondwanafragmente Indiens, Sri Lanka, Antarktika, und Australien einnehmen.

Die Eastern Ghats bilden entlang der Ostküste Indiens ein kompliziertes Muster aus tiefkrustalen, lithologischen Einheiten mit überwiegend hochmetamorphen Gesteinen wie enderbitische Charnockite, Khondalite, basische Granuliten, Migmatiten, Lethynite sowie mehrphasige Alkaligestein- bzw. Granitintrusionen.

Megalineamente (CHETTY & MURTHY, 1991, 1994; MAHALIK, 1994), die als Scherzonen (North Orissa Boundary Fault – Mahalik, 1994) oder Überschiebungszonen (GUPTA ET AL., 1998) interpretiert werden, zeichnen Grenzen zu den kratonalen Einheiten des Indischen Schildes (Dharwar-Kraton im Südwesten, Bhandara-Kraton im Westen, Singhbhum-Kraton im Norden) nach und gliedern die EGMB intern. Über die Signifikanz der Lineamente selbst liegen bislang keine systematischen Arbeiten vor.

Nach Arbeiten u.a. von NANDA (1995) und RAMAKRISHNA ET AL. (1998) werden entsprechend der vorherrschenden Lithologien (Lithostratigraphie) vier Hauptzonen eingeteilt:

- Western Charnockite Zone,
- Western Khondalite Zone,
- Central Migmatite Zone,
- Eastern Khondalite Zone.

Neuere Untersuchungen (Mezger & Cosca, 1999; Simmat & Raith, 2000; Rickers et al., 2000; Dobmeier & Raith, 2000; Fachmann et al., 2000) zeigen auf Grundlage geochronologischer und strukturgeologischer Untersuchungen, daß sich die regionale Differenzierung der jeweiligen Ereignisse und die Signifikanz der lithostratigraphischen Systematik weitaus komplexer darstellt als bislang vermutet.

Die duktilen Hauptstrukturelemente des EGMB streichen dominant in NNE-SSW-Richtung und rotieren im Bereich des Mahanadi-Riftes in einen NW-SE Trend (CHETTY & MURTHY, 1994). Der vorliegende Kenntnisstand läßt sich folgendermaßen zusammenfassen.

1. Die geologische Entwicklung des EGMB, die in der indischen Literatur bis Ende der achtziger Jahre sehr kontrovers diskutiert wurde (MURTHY ET AL., 1971; NARAYANASWAMI, 1975; PERRAJU ET AL., 1979), ist durch die neuen Erkenntnisse der letzten Jahre transparenter geworden. Die nunmehr vorliegenden geochronologischen Daten (z.B. SHAW ET AL. 1997, SARKAR & PAUL, 1998; SIMMAT & RAITH, 1998; BINDU ET AL., 1998) umreißen drei wesentliche Ereignisse.
2. Rb-Sr und Sm-Nd Gesamtgesteinsalter von basischen Granuliten bzw. Leptyniten und Anorthositen (SARKAR ET AL. 1981, SARKAR 1994, SHAW ET AL. 1997) um 1600-1400 Ma werden als Kollisionereignis einer Mikroplatte mit den Indischen Kratonkernen und damit verbundenen basischen bis sauren Intrusionen interpretiert (RADHAKRISHNA & NAQVI, 1986; RAMAKRISHNAN ET AL., 1998). Ein Ultrahochtemperatur-Ereignis, auf welches Sappirin- und Spinellführende Mineralassoziationen hinweisen, wird diesem Zeitraum und strukturgeologisch der Deformation D 1 zugeordnet. Aktuelle Untersuchungen (SIMMAT & RAITH, 1998; MEZGER & COSCA, 1999) belegen eine ausgeprägte regionale Differenzierung im Altersmuster des 1600-1400 Ma Ereignisses. Während südlich des Godavari Riftes und westlich der Sileru Scherzone das 1600-1400 Ma Ereignis nur wenig subsequent überprägt ist, sind im Gebiet des Mahanadi-Riftes alle Inkremente dieses Ereignisses subsequent überprägt worden. Die bis dato verbreitete Hypothese der Intrusion von Alkaligesteinen (Anorthositen, Nephelinsyenite) um 1400 Ma (SARKAR, 1981; SARKAR & PAUL, 1998) auf Basis vom Rb-Sr Gesamtgesteinsdatierungen wird im Lichte aktueller Ergebnisse (z.B. KRAUSE ET AL., 1998, DOBMEIER & RAITH, 2000) in Frage gestellt.
3. Die Anlage der Hauptstrukturelemente wird auf eine granulitfaziellen Metamorphose M2 (800-850°C / 6-8kb - z.B. DASGUPTA ET AL., 1994, 1997; SEN ET AL., 1995; BHATTACHARYA, 1997), verbunden mit Intrusionen von Enderbiten sowie der nachfolgenden Bildung von Charnockiten durch CO₂-Fluida (u.a. AFTALION ET AL., 1988; PAUL ET AL., 1990; MEZGER & COSCA, 1999) um 1100-960 Ma zurückgeführt. Dieses metamorphe Ereignis korreliert zeitlich mit dem global nachweisbaren Grenville-Event (SWEAT) und bildet als D2 die dominierenden duktilen Strukturen (Foliation, Migmatite) aus. Inwieweit dieses Ereignis den Höhepunkt der granulitfaziellen Metamorphose mit einem prograden P-T-Pfad bis 1000°C bei 8-10 kbar und einer anschließenden isobaren Abkühlung auf 750-800°C darstellt (DASGUPTA ET AL., 1994, 1997), ist noch nicht vollständig geklärt.

4. Die Panafrikanische-Orogenese bei 550-450 Ma ist in den EGMB durch duktile bzw. semiduktile Deformationen und eine metamorphe Überprägung mit regional stark variierender Intensität (MEZGER & COSCA, 1999) gekennzeichnet. Die Deformationen gehen überwiegend mit einer Reaktivierung präexistenter Strukturen einher. Nach SHAW ET AL. (1997) sowie MEZGER & COSCA (1999) ist die Intensität der Panafrikanischen-Orogenese südlich des Godavari-Riftes und im Bereich des Mahanadi-Riftes wesentlich geringer ausgeprägt als im Zentralteil.

Im Zentralbereich (z.B. Vishakhapatnam) führen teilweise panafrikanische, granulitfazielle Metamorphosebedingungen zu einer thermische Überprägung der greenvillschen Mineralassemblages bei Temperaturen von max. 650 °C (SHAW ET AL., 1997; KOVACH ET AL., 1997; MEZGER & COSCA, 1999).

Der Zeitraum zwischen 850 Ma und 750 Ma wird durch verbreitete Intrusion von Alkaligesteinen (SARKAR ET AL., 1989), Graniten (porphyritic granites – SHAW ET AL., 1997) und Pegmatiten (AFTALION, 1988) charakterisiert. Derzeit steht die tektonische Stellung und Alterseinstufung der Anorthosit-intrusionen (KRAUSE ET AL., 1998) sowie der Granitintrusionen zur Diskussion.

Vereinzelte geochronologische Hinweise (VINOGRADOV ET AL., 1966; RAO ET AL., 1980; GREW & MANTON, 1986; KELLEY ET AL., 1997) auf ein Ereignis um 2000 - 1800 Ma sind widersprüchlich. Diese Alter könnten für die krustalen Einheiten als Protolithalter interpretiert werden (SHAW ET AL., 1997).

3.6 Die Sedimentbecken des Gondwana-Systems

Die Gondwanabecken des Indischen Subkontinentes sind Teil eines auf dem Zirkum-Indic weit verbreiteten Systems spätpaläozoisch - spätriassischer sedimentärer Becken (Perth Basin, Karoo Basin, Mozambique Basin). Die Anordnung der Gondwanabecken des Indischen Subkontinent über strukturellen Vorzeichnungen des Basements hat schon seit langem die Diskussion über die Entstehung der Becken angeregt. Die indischen Gondwana-Becken können wie folgt gegliedert werden:

- Narmada-Son-Lineament mit dem Narmada (Satpura)-Becken, Damodar-Becken, Bengal-Becken,
- Mahanadi-Rift mit dem Mahanadi-Becken und dem Talchir-Becken,
- Pranhita-Godavari-Rift,
- Zentralindische- bzw. Singrauli-Becken,
- Himalaya bzw. Sub-Himalaya-Becken.

Die Gondwanasedimente im Bereich des Mahanadi-Rift sind in zwei Teilbecken gegliedert, dem Mahanadi-Becken als NW-Teil des Riftes und dem Talchir Becken als SE Teil des Riftes. Intern werden weitere Teilbereiche bzw. Steinkohlebecken untergliedert (Abb 3-5).

Erstmalig erarbeitete FOX (1930, 1934) auf Basis struktureller und stratigraphischer Untersuchungen der Gondwanabecken Vorstellungen zur Anlage und Entwicklung der Beckenrandstörungen bei gleichzeitiger Sedimentation.

Im Gegensatz zu FOX (1930, 1934) interpretierte GEE (1932), der hauptsächlich in den nordöstlichen Gondwana-Becken arbeitete, die Gondwanaablagerungen bzw. die Becken-Subsidenz als „a-tektonisch“. Die heutigen Vorzugsorientierungen der Gondwanabecken bezog er auf jurassische Bewegungen. Ähnliche Überlegungen wurden in AHMAD (1960) und AHMAD & AHMAD (1979) entwickelt. Ausgehend von der Tatsache, daß Intrusionen basischer Gänge dem Streichen der Randstörungen (NE-SW) folgen, wurden die tektonischen Strukturen als jurassisch-kretazisch interpretiert.

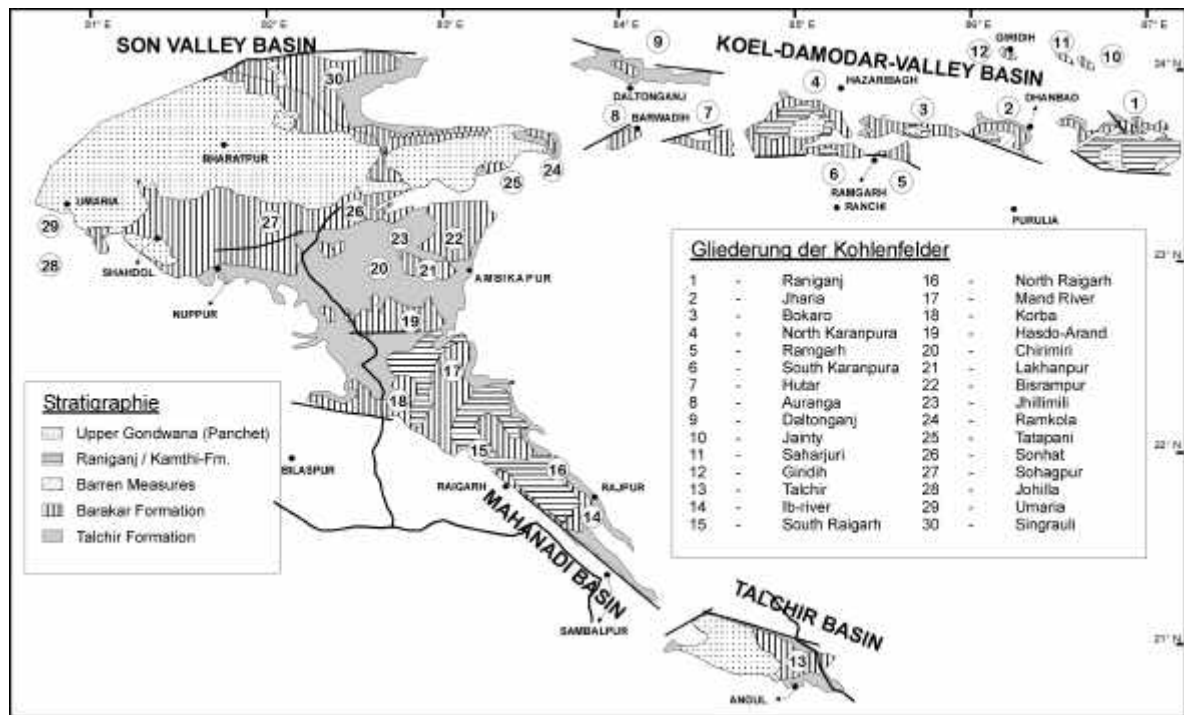


Abbildung 3-5: Schematische, geologische Darstellung der Gondwana-Becken des Mahanadi-Riftes und angrenzender Bereich mit Kennzeichnung der Steinkohlenbecken CASSHYAP & TEWARI (1984)

In den aktuellen Trends der Gondwana-Becken sahen AHMAD & AHMAD (1979) keine Vorzeichnungen durch Basementstrukturen. Vielmehr wurden die Strukturelemente als neue Gondwana-Trends beschrieben. Aus Untersuchungen der Talchir-Sedimente (RAY & BANDYOPADHYAY, 1979) erfolgte die Ableitung von bevorzugten Eisbewegungsrichtungen innerhalb der prä-Gondwana Erosionskanäle mit einer Paläohochlage im Bereich von Antarktika („East Antarctica Paläoupland“ - TEWARI & VEEVERS, 1993). Der Ursprung der tektonischen Bewegungen ab Panchet-Stufe wurde als tensionaler Stress im Ergebnis von eustatischen Ausgleichsbewegungen des präkambrischen Basements erklärt.

CHATERJI & GHOSH (1967) entwickelten auf den Vorstellungen von FOX (1930, 1934) ein Modell der Reaktivierungs-Tektonik („resurgent tectonics“), nachdem präexistente Basementstrukturen im Verlauf der Gondwanasedimentation reaktiviert werden. Die Sedimentation wird danach durch drei tektonische Grundelemente („boundary faults, cross faults, intrabasinal faults“) kontrolliert. Für dieses Modell spricht nach GHOSH & BASU (1969) das Auftreten präkambrischer Pegmatite parallel zu den Randstörungen des Singrauli-Kohlenfeldes. PASCOE (1959) beschrieb eine signifikante Zunahme der Mächtigkeit der neoproterozoischen Chattisgarh-Sedimente in Richtung der Südrandstörung des Mahanadi-Rift.

Nach Untersuchungen zur stratigraphischen Stellung und Genese der Gondwana-Kohlen schloß sich LASKAR (1979) dem Modell einer synsedimentären, tektonisch-kontrollierten Beckenentwicklung (MUKHOPADHYAY ET AL., 1984; SEN & GHOSH, 1996) an. Auf Basis des derzeitigen Kenntnisstandes (FEDOROV ET AL., 1982; TEWARI AND CASSHYAP, 1994; HOFMANN, 1996; VEEVERS & TEWARI, 1995) wird die Entwicklung der Gondwanabecken auf dem Indischen Subkontinent in die Entwicklung eines intragondwanischen Riftsystemes (VISSER & PRAEKELT, 1996, 1998) eingeordnet.

Die Gliederung der indischen Gondwanaablagerungen in sechs Hauptformationen (Talchir, Karaharbari, Barakar, Barren Measures, Kamthi, Panchet) geht auf PASCOE (1968) zurück. Diese Gliederung, die auf sedimentologischen Merkmalen aufbaut, korreliert nur teilweise mit den sechs palynologisch-belegten Stufen (TIWARI ET AL., 1988).

Die Terminologie der stratigrafischen Einheiten wird zudem nicht einheitlich gehandhabt. Die folgende Zusammenstellung von Aussagen zu Fazies, Sedimentation, sowie klimatischen und tektonischen Randbedingungen der Gondwanasedimentation auf dem Indischen Subkontinent basiert auf Darstellungen von MITRA ET AL.(1979); CASSHYAP & TEWARI (1984); CASSHYAP ET AL.(1988); VEEVERS & TEWARI (1995) und TEWARI & CASSHYAP (1996).

- Die Talchir-Formation liegt diskordant auf dem proterozoischen Basement auf und umfaßt feinkörnige, glazigene Abfolgen, die sich aus Tilliten, Rhythmiten, Diamiktiten, Sandsteinen und Schluffsteinen zusammensetzt. Für die Talchirsedimentation werden zwei Ablagerungsregime angenommen, wobei sich Bereiche der Basementhochlagen mit glazialen Tälern (CASSHYAP & SRIVASTAVA (1987) und Deltaablagerungen in weitgespannten Ebenen abwechseln. Im Randbereich der Basementhochlagen wird lokal die Bildung von Turbiditen diskutiert (SEN & PRADHAN, 1992; SEN, 1995). Im Bereich des Mahanadi-Rift bilden Talchirsedimente die Basis der Gondwana-ablagerungen. Sie treten jedoch auch als isolierte Relikte abseits der Hauptbecken auf.
- Mit der Karharbari-Formation, die die Talchirsedimente konkordant überlagert, werden erste tektonische Impulse in der Sedimentation durch ein basales Konglomerat bzw. in einer proximalen Faziesausbildung sichtbar. Zum Hangenden der Ablagerungen nimmt die Häufigkeit kohligter Bildungen bzw. geringmächtiger Steinkohleflöze zu. Die Paläoströmungsrichtung in Richtung NW folgt im Bereich des Mahanadi-Rift dem Trend der NW-SE streichenden Riftachse.
- Im Liegenden der Barakar-Formation belegen geröllführende Sandsteine eine Fortsetzung der hohen Subsidenz. Nach ROY-CHOWDHURY ET AL. (1973) spiegeln diese Schichten durch erhöhte Mächtigkeit, insbesondere in den marginalen Bereichen, signifikante tektonische Bewegungen der Randstörungen (Untersuchungen im Hasdo-Arand-Coalfield) wider. Im weiteren Sedimentationsverlauf beruhigten sich die Ablagerungsbedingungen („braided river model“ - CASSHYAP & TEWARI, 1984) und bildeten die Voraussetzung für die Entstehung von mächtigen Kohlenflözen in mehrphasiger, zyklischer Sedimentation. Die Paläoströmungsrichtung bleibt konstant in Richtung NW. Während im Mahanadi-Rift eine weitestgehend distale fazielle Ausbildung vorherrscht, sind anhaltende tektonische Bewegungen im Damodar Valley für eine proximale fazielle Ausbildung der Barakar-Formation verantwortlich.
- Die Barren Measures markieren durch eine marine Ingression von N einen abrupten faziellen Wechsel im Hangenden der Barakar-Formation. Die fazielle Ausbildung reicht von nicht-marin (lakustrin) über gemischt-marin (lagunal-ästuarin) bis marin mit Phosphoritbildungen. Die Barren Measures sind prinzipiell nicht kohleführend. Im Bereich der Mahanadi-Rift sind die Barren Measures nur im Mahanadi-Teilbecken ausgebildet. Das Talchir-Becken bildete in diesem Zeitraum eine Hochlage (VEEVERS & TEWARI, 1995).
- Mit der Raniganj-Formation werden die Ablagerungsbedingungen der Barakar-Formation wieder erreicht, wobei Kohlebildungen nur im Bereich des Damodar Valleys stattfinden. Die Raniganj-Ablagerungen des Mahanadi- und Talchir-Beckens sind generell nicht kohleführend. Die Paläoströmungsrichtung folgt jedoch der axialen Orientierung der jeweiligen Beckenanlage (Damodar Valley – WSW-ENE; Mahanadi-Becken –NW-SE, VEEVERS & TEWARI, 1995).
- Die Panchet-Formation überlagert diskordant die Raniganj-Formation. Die Grenzziehung an der Wende Perm/Trias geht mit tektonischen Aktivitäten und einer ausgeprägten Differenzierung des Ablagerungsraumes einher. Die Sedimentation ist durch rote, klastische Ablagerungen in proximaler Fazies (Arkosen, Glimmersandsteine) gekennzeichnet.
- Das Ende der Panchet-Sedimentation im unteren Scytian markiert einen gondwanaweit erkennbaren Hiatus in der Sedimentation. Lokal setzt eine Sedimentation erst wieder im Carin mit der Supra-Panchet-Formation ein. Sie weist eine mit der Panchet Sedimentation vergleichbare fazielle Ausbildung auf, ist jedoch nur lokal ausgebildet. Die obersten Schichtglieder im Talchir Becken werden dieser Stufe zugeordnet (VEEVERS & TEWARI, 1995).

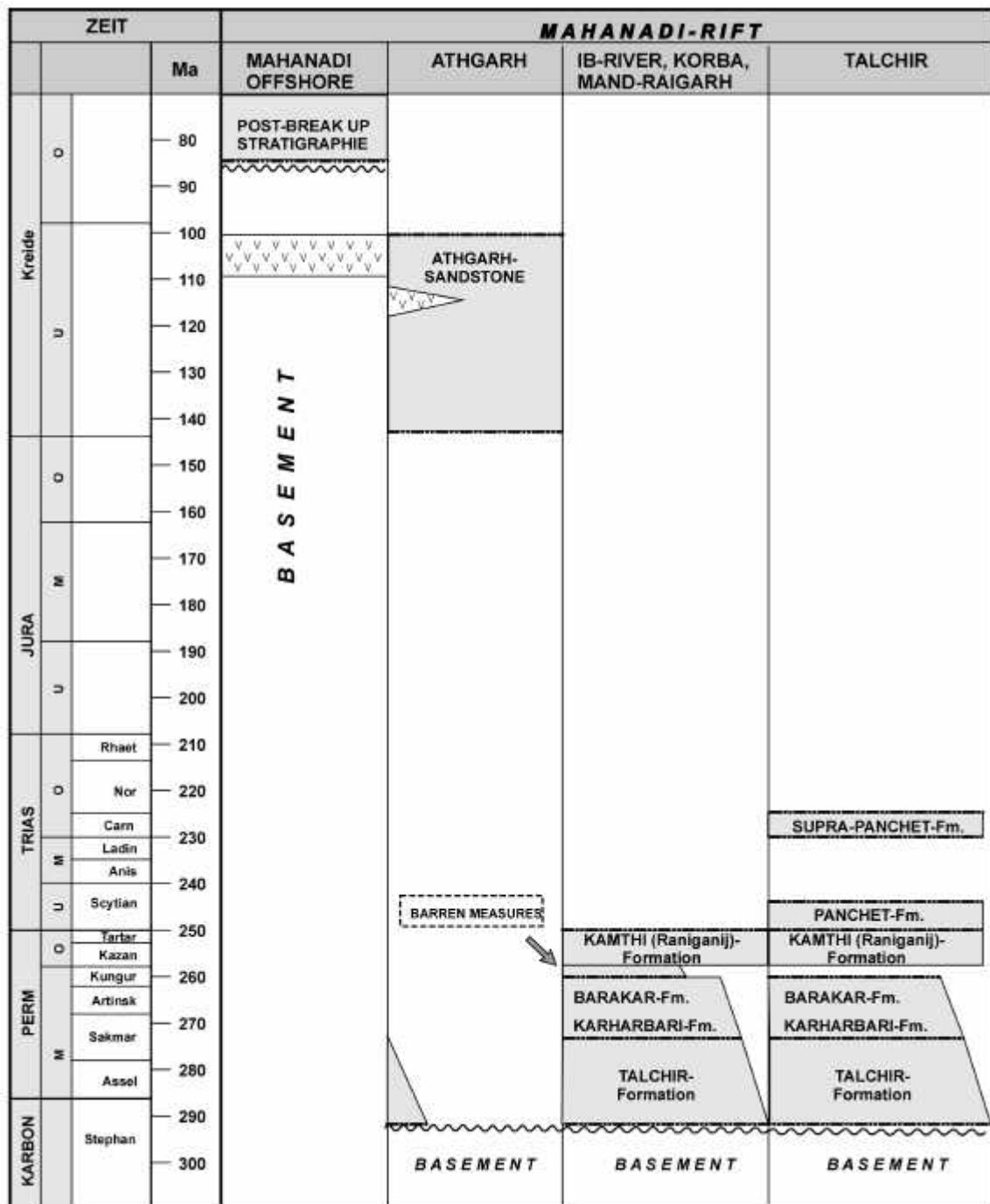


Abbildung 3-6: Stratigraphische Übersicht der Gondwana Becken des Mahanadi-Riftes zusammengestellt nach CASSHYAP & TEWARI (1984); Ghosh (1988); SEN & PRADHAN (1992); VEEVERS & TEWARI (1995) und SEN & GHOSH (1996)

Im Post-Supra-Panchet ist nur im Bereich des Godavari-Riftes eine weiterführende Sedimentation kontinentaler, klastischer Sedimente nachweisbar. Mit der Wende Jura/Kreide ist mit beginnender thermaler Subsidenz im Bereich der späteren Riftzonen eine lokale Sedimentation verbunden, die im Bereich des Mahanadi-Riftes zur Bildung des Athgarh Beckens nahe Cuttack führte. Die Sedimentation wird überwiegend durch schlecht sortierte Sandsteine mit eingelagerten Ton- und Schluffsteinhorizonten (ADYALKAR, 1961; PATRA, 1973, 1989) charakterisiert. Die Sedimente liegen lokal diskordant auf Talchirsedimenten auf (TIWARI ET AL., 1987).

4. Satellitenbildinterpretation und struktureologische Untersuchungen

4.1 Methodik und Datenmaterial

Das NW-SE streichende Mahanadi-Rift erstreckt sich vom Indischen Ozean im Südosten bis zum Narmada Son Rift im Nordwesten über eine Länge von ca. 500 km. Die durchschnittliche Breite beträgt ca. 50 km. Zusammen mit den angrenzenden Basementeinheiten war es für die regionalgeologischen Untersuchungen erforderlich, eine Fläche von nahezu 80.000 km² zu betrachten.

Da in der Literatur übergreifend regionalgeologische Arbeiten für das Gebiet des Mahanadi-Riftes, abgesehen von einzelnen Veröffentlichungen, nicht verfügbar waren, wurde zur Datenerhebung folgender Ansatz gewählt:

- Strukturelle Interpretation eines LANDSAT-TM-Mosaik für das Gebiet des Mahanadi-Riftes einschließlich der angrenzenden Basementbereiche,
- Strukturelle Interpretation von hochauflösenden IRS-1C- und RADARSAT-Daten für ausgewählte Teilgebiete,
- Feldtraversen im Bereich der Gondwanabecken und vor allem der angrenzenden Basementeinheiten zum „ground truth“ der Satelliteninterpretation,
- Feldgeologische Aufnahme duktiler, semiduktiler und bruchhafter Strukturen sowie Untersuchung der strukturellen Position von basischen Gängen,
- Untersuchung von Störungssystemen einschließlich des Versuches einer Paläospannungsanalyse zur Einordnung in regionale Spannungsmuster.

Satellitendaten und digitale Bildverarbeitung

Die regionalgeologische Untersuchung des ausgedehnten Bearbeitungsgebietes setzt die Verwendung von Satellitenbildmaterial zwingend voraus. Die Nutzung von Fernerkundungsdaten ist wichtig, da in Indien der Zugang zu verlässlichen geologischen Karten und Luftbildmaterial problematisch ist. Die Beschaffung kommerzieller Satellitendaten unterliegt demgegenüber keinen Restriktionen.

Für die satellitengestützte Datenerhebung sind aktive und passive Sensorensysteme verfügbar. Passive Sensoren nutzen das von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht im sichtbaren bis nahen infraroten (reflektives Infrarot) Spektralbereich. Kommerziell sind derzeit panchromatische Systeme wie SPOT PAN oder IRS-1C sowie multispektrale Systeme wie LANDSAT-TM, LANDSAT ETM+, SPOT, LISS-III, AVHRR, etc. verfügbar. Die Sensoren unterscheiden sich sowohl in der Bodenauflösung als auch der Spektralbereich der jeweiligen Aufnahmebänder. Mit einer geometrischen Auflösung von ca. 5 m verfügte der IRS 1C-Satellit im Bearbeitungszeitraum (seit Nov. 1999 - IKONOS mit ca. 1,0 m) über die höchste Bodenauflösung.

Aktive Sensoren (Radarsatelliten) arbeiten mit einem Sender und einer entsprechenden Empfangseinrichtung zur Aufnahme der reflektierten Strahlen im Mikrowellenbereich (JERS, ERS, RADARSAT, SEASAT, etc.). Während konventionelle Radarsatelliten eine feste Abbildungsgeometrie aufweisen, kann die Sende- und Empfangskonfiguration des RADARSAT-Systemes auf unterschiedliche Abbildungsgeometrien (geometrische Auflösung, Illuminationswinkel, Szenenbreite) eingestellt werden. Vorteil der aktiven Sensoren ist deren prinzipielle Wetterunabhängigkeit. Die Sensoren unterscheiden sich in Wellenlänge, Polariation, Illuminationswinkel und Bodenauflösung.

Entsprechend der projektspezifischen Zielstellung einer regionalen Bearbeitung des Umfeldes und einer Detailuntersuchung ausgewählter Bereiche wurden folgende Satellitendaten verwendet:

- Die Daten des TM-Sensors von LANDSAT 5 bilden seit 1984 die Grundlage zahlreicher regionalgeologischer Untersuchungen. Mit einer Auflösung von ca. 30 m und einer Szenengröße von 185 km x 185 km können geologische Strukturen bis zu einem Kartenmaßstab von 1 : 100.000 bearbeitet werden. Die besondere Bedeutung der LANDSAT-TM-Daten liegt in der hohen spektralen Auflösung begründet. Das sichtbare Spektrum wird in 3 Kanälen und der Infrarot-bereich (davon 3 Kanäle reflektiv-infrarot) in 4 Kanälen erfaßt. Zur geologischen Interpretation sind drei Kanäle im sichtbaren und im nahen (reflektiven) Infrarotbereich nutzbar. Die Szenen-größe von 160 x 160 km erlaubte eine vollständige Abdeckung und regionale Interpretation des Mahanadi-Riftes vom Indischen Ozean im Südosten bis zum Narmada-Son-Rift im Nordwesten.
- Zur Untersuchung von Detailstrukturen wurde für speziell ausgewählte Teilgebiete die erhöhte räumliche Auflösung des panchromatischen Sensors des IRS-1C - Satelliten genutzt. Der panchromatische Sensor bietet mit einer Bodenauflösung (abhängig vom Orbit) von ca. 6 m und einer Szenengröße von 70 x 70 km optimale Voraussetzungen, die Interpretation durch digitale Kombination der LANDSAT-TM- mit IRS-Daten (RGB - IHS Transformation von LANDSAT-TM) bis zum Bearbeitungsmaßstab 1 : 25.000 zu verbessern. Auf die Qualität des Kompositbildes wirkt sich hierbei die geringe radiometrische Quantifizierung von 6 bit der IRS-1C Daten nachteilig aus.
- Die Auswertung von LANDSAT-TM-Daten zeigte, daß wesentliche lithologische wie auch strukturgeologische Merkmale durch die zumeist vegetationsbedeckten Höhenzüge verdeutlicht werden. Weiterhin wurde festgestellt, daß die ausgedehnten Ebenen im Umfeld des Mahanadi-Riftes (Laterit- bzw. Schwemmlehmflächen) in den multispektralen LANDSAT-TM-Daten intern wenig strukturiert sind. Zur Unterstützung der morphologisch geprägten Interpretation der LANDSAT-TM-Daten wurden für die Teilbereiche, für die hochauflösende IRS-1C-Daten vorlagen, zusätzlich RADARSAT-Daten im „fine beam mode“ verwendet. RADARSAT-Daten sind seit Anfang 1996 verfügbar und stellen mit der variablen Wahl der Bodenauflösung bzw. Scanbreite eine neue Generation aktiver Fernerkundungsplattformen dar. Als Aufnahmemodus wurde der "fine beam mode" zur Auflösung von Detailstrukturen des Relief bzw. der Lateritebenen und eine Blickrichtung aus SW („ascending mode“) gewählt. Durch diese Illuminationsrichtung werden die NW-SE streichenden Hauptstrukturelemente des Mahanadi-Rift besonders hervorgehoben.

Der visuellen Interpretation der Satellitendaten gingen folgende Bildaufbereitungsschritte voraus:

- Dunst(Haze)-Korrektur (RICHARDS, 1993; RICHARDS & JIA, 1999), Korrektur von Zeilenfehlern,
- geometrische Transformation in das UTM-Koordinatensystem, Ellipsoid Everest (1830) in den Zonen 44, 45 (Georeferenzierung über polynomische Transformation, Resampling: LANDSAT TM – 25 m ground resolution, IRS 1C – 5 m ground resolution, RADARSAT 10 m ground resolution) bzw. Orthobildgenerierung über Paßpunkte/digitales Geländemodell (IRS-1C, RADARSAT). Die Paßpunkte wurden überwiegend den indischen Topo-Sheets M 1 : 50.000 (Projektion: Lambert Conical Conformal) bzw. vereinzelt den Topo-Sheets M 1 : 250.000 entnommen. Das digitale Geländemodell wurde aus den digitalisierten Höhenlinien der Topo-Sheets M 1 : 50.000 für eine Rastergröße von 20 m im Überdeckungsbereich der IRS 1C bzw. RADARSAT –Szenen berechnet,
- Mosaik-/Subsetberechnung für die Maßstäbe 1 : 500.000, 1 : 250.000, 1 : 100.000 und 1 : 50.000,
- Histogrammanpassung, Farbraumtransformation zur Bildverbesserung,
- Erstellung von Farbkompositbildern aus hochauflösenden, panchromatischen Daten IRS 1C und multispektralen Daten (LANDSAT TM) mittels IHS-RGB Transformation,
- Filteroperationen (Hochpassfilter).

Die theoretischen Aspekte der Aufnahmesensoren, der digitalen Bildvorbereitung und Bildinterpretation werden an dieser Stelle nicht näher erläutert.

Sie beziehen sich inhaltlich auf die Arbeiten in DRURY (1986); RICHARDS (1993); BERGER (1994); SABINS (1997); SCHOWENGERDT (1997); OLIVER & QUEGAN (1998) und RICHARDS & JIA (1999).

Für die geologisch - strukturelle Bearbeitung stand folgendes Datenmaterial zur Verfügung:

Satellitendaten (multispektral)	LANDSAT 5 TM	TM 140-45	Aufnahmedatum: 26.01.1995
		TM 141-45	Aufnahmedatum: 01.01.1995
		TM 142-45	Aufnahmedatum: 24.01.1995
		TM 140-46	Aufnahmedatum: 26.01.1995
		TM 141-46	Aufnahmedatum: 01.01.1995.
		TM 142-44	Aufnahmedatum: 09.02.1995
Satellitendaten (panchromatisch)	IRS - 1C	103/057	Aufnahmedatum: 15.05.1996
		105/057	Aufnahmedatum: 08.02.1997
		105/057	Aufnahmedatum: 22.12.1996
Satellitendaten (Radar)	RADARSAT	36-30A	Aufnahmedatum: 25.03.1998; Modus:F2 (40°)
		36-130A	Aufnahmedatum: 04.01.1998; Modus:F2 (40°)
		35-130A	Aufnahmedatum: 08.03.1998; Modus:F3 (42°)
Kartenmaterial	Topografie	Survey of India; Toposheet Orissa 1 : 1.000.000 Survey of India; Toposheet Madhya Pradesh 1 : 1.000.000 Survey of India; Toposheets Orissa 1 : 250.000 (73G, 73B, 73C, 64O, 64K, 64L) Survey of India; Toposheets Orissa 1 : 50.000	
	Geologie	GSI, Geological Map of India - 1 : 5.000.000 GSI, Geological Quadrangle Map - 1 : 250.000 (73G, 64O) GSI, Geological Map of EGMB – 1 : 1.000.000	

Für den Bereich des EGMB war es nicht möglich, geologische Karten vom Geological Survey of India zu erhalten. Die von 1991-1997 in Orissa flächendeckend arbeitende World Geoscience Kooperation bereitet derzeit eine eigene geologische Kartenausgabe (1 : 50.000) auf der Grundlage von Satelliten (LANDSAT-TM; SPOT), Aeroradiometrie, Aeromagnetik und Feldarbeiten vor. Aus kommerziellen Gründen war weder eine Kooperation möglich, noch konnte dieses Material verwendet werden.

4.2 Morphologie, Klima, Vegetation und Aufschlußverhältnisse als Randbedingungen zum Interpretationskonzept

Die strukturgeologische Interpretation von Fernerkundungsdaten nutzt die Eigenschaft geologischer Einheiten, strukturelle Elemente (Störungen, Klüftung, Schieferung, Schichtung, Foliation) und lithologische Einheiten (Sedimente, Vulkanite, Plutonite, Metamorphite) in differenzierten morphologischen bzw. oberflächenphysikalischen Merkmalen (Reflektanz) abzubilden. Die Gesamtheit dieser Merkmale bilden sich als Grauwerte, Texturen, Konturen und Muster von spezifischen Objekten in Satelliten- oder Luftbildaufnahmen ab. Geologische Einheiten, das strukturelle Inventar, die plattentektonische Position des Gebietes und vor allem Klima / Vegetation stellen Randbedingungen dar, die aufgrund einer typischen Interaktion von Morphologie, Vegetation, Bodenbildung und Hydrografie einen differenzierten Interpretationsansatz bedingen.

Morphologie

Das Gebiet des Mahanadi-Riftes ist den wechselfeuchten Tropen zuzuordnen. Die dafür typischen Landschaftsformen bzw. deren Dynamik weichen deutlich von denen der höheren Breiten ab (LOUIS & FISCHER, 1979; THOMAS, 1994). Infolge der chemische Verwitterung und episodischer Starkniederschläge während des Monsun besteht die Tendenz, daß steile bzw. sehr flache Hangneigungen auf Kosten von mittleren Hangneigungen erhalten werden. Das Landschaftsbild wird durch Rumpfflächen mit steilaufragenden Inselbergen (Anl. 11.3-Bildtafel VI/Bild 1, 2) mit Rundhöckern bzw. Schichtstufen (Anl. 11.3-Bildtafel VI/Bild 3) mit steilen Flanken und flachen Ebenen charakterisiert. Die Ausbildung der Oberflächenformen wird im Gegensatz zu anderen Klimazonen wesentlich intensiver von Lithologie und vom Strukturbild der anstehenden Gesteine bestimmt. Die Hangentwicklung folgt zumeist den strukturellen Vorzeichnungen. Talungen werden somit überwiegend parallel zum morphologischen Trend als Kehltäler gebildet. Die Großeinheiten im Umfeld des Mahanadi-Beckens unterscheiden sich schon anhand der Morphologie. Abb. 4-1 zeigt, daß sich die Eastern-Ghats morphologisch sowohl vom Bhandara-Kraton als auch vom Chattisgarh-Becken abheben.

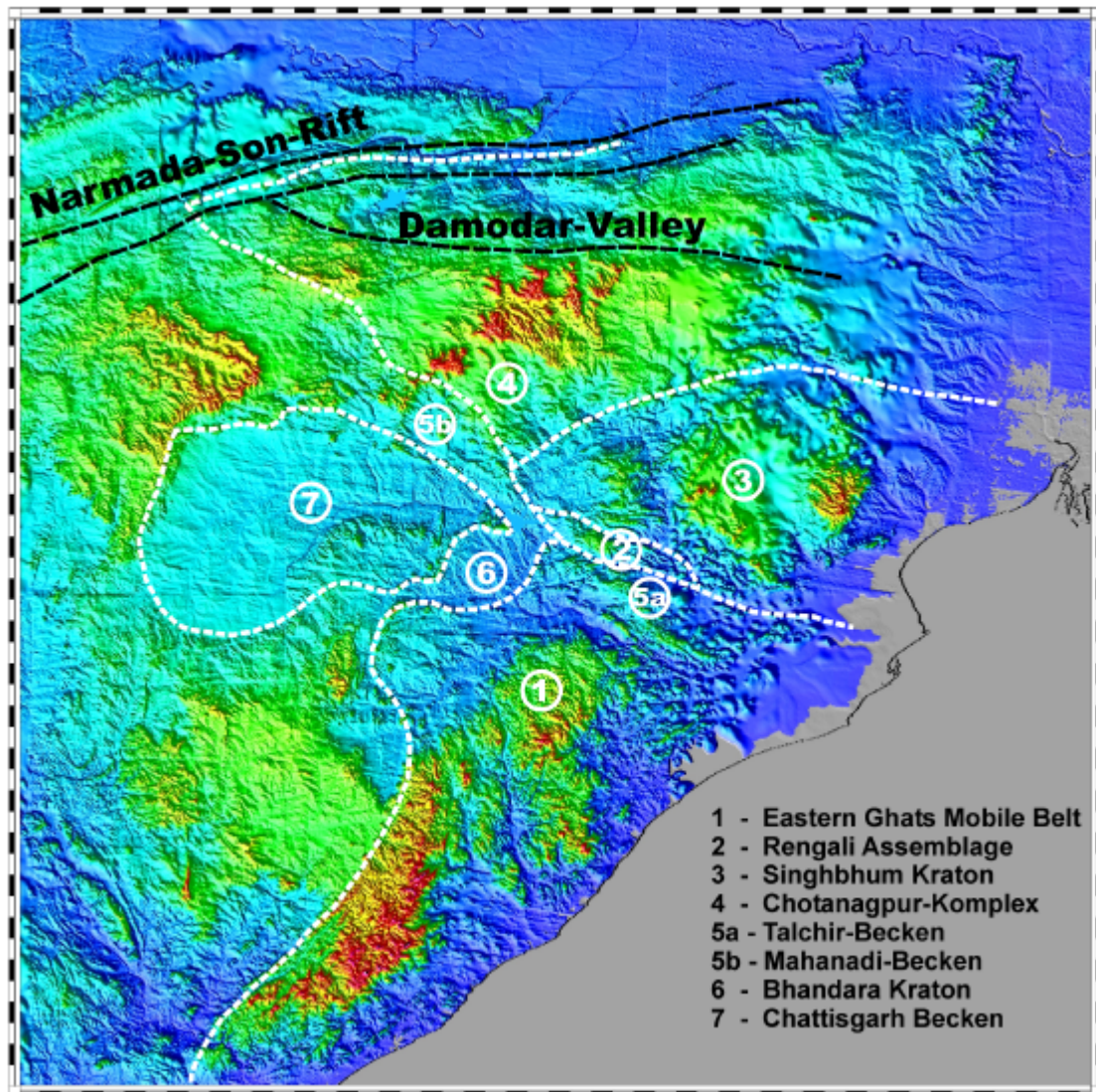


Abbildung 4-1: Ausschnitt aus dem digitalen Höhenmodell des USGS – DEM 30' (Auflösung ca. 1 km) für das Umfeld des Mahanadi-Rift, Höhendarstellung in Falschfarbencodierung (0 – 500m ? blau/cyan, 500 – 1000 m ? grün, 1000–1200 m ? gelb, >1200 m ? rot) mit schattiertem Relief (Einstrahlungsrichtung aus SW)

Im Rahmen der Erläuterung der Satellitenbildinterpretation wird auf die regionale Differenzierung der morphologischen Einheiten des Bearbeitungsgebietes näher eingegangen. In der Bildtafel VI /Bild 1 – 5 (Anl. 11.3) ist eine Auswahl markanter, morphologischer Strukturen als Photographie enthalten.

Klima und Vegetation

Das Projektgebiet wird klimatisch den monsunbeeinflussten wechselfeuchten Tropen zugeordnet, die durch regenreiche Niederschläge in den Sommermonaten und regenarme bzw. -freie Zeiten im November - Mai gekennzeichnet sind. Die saisonal unterschiedlichen Klimabedingungen führen zur Ausbildung von teilweise mächtigen Laterithorizonten sowie einer lehmig-tonigen, ferroallitischen Verwitterungsschicht. Besonders bei anstehenden Khondaliten erreichen die Verwitterungshorizonte eine größere Mächtigkeit. So werden für den nordwestlichen Bereich des Mahanadi-Riftes goethit-saprolitische bis lateritische Bauxite in Mächtigkeiten von bis zu 150 m beschrieben (BANERJI, 1983). Erhöhte Lateritmächtigkeiten sind an den Verlauf von Störungen gebunden.

Die Vegetation wird sowohl durch die anstehenden Bodenarten als auch durch anthropogene Einflüsse bestimmt. Ebenen mit einer z.T. mächtigen Laterit- bzw. Schwemmlahmschicht werden überwiegend von der Landwirtschaft zum Anbau von Reis und Gemüse genutzt. Waldflächen mit hartlaubbetonten Gehölzen sind überwiegend auf die Hochflächen und Bergrücken beschränkt und zeichnen die Großstrukturen des Basement nach. Vegetationsfreie Flächen des Basement wie auch der Gondwana-sedimente fehlen.

Entwässerungssystem

Die geometrische und richtungsstatistische Auswertung des Entwässerungssystems bildet einen integralen Bestandteil jeder photogeologischen Auswertung. Besonders in Gebieten mit flächendeckender Vegetation erlaubt die Analyse des Entwässerungssystems Aussagen zu maskierten Störungssystemen bzw. zur Differenzierung geologischer Einheiten.

Theoretische Arbeiten zur Klassifizierung von Entwässerungssystemen gehen ursprünglich auf CAMPBELL (1896) zurück. Der Bezug zwischen der Klassifizierung von Entwässerungssystemen und genetischen Aspekten wurde erstmalig von ZERNITZ (1932), PARVIS (1950) und HOWARD (1967) herausgearbeitet. Geologische Aspekte der Entwicklung und Auswertung von Entwässerungssystemen sind in LIST & STOCK (1968) behandelt worden. In den 90er Jahren sind durch DEFFONTAINES & CHOROWICZ (1991) und DEFFONTAINES ET AL. (1992, 1997) die Grundlagen der quantitativen genetischen Entwässerungssystemanalyse mittels der Analyse digitaler Höhenmodelle erarbeitet worden.

Die Analyse des Entwässerungssystems im Umfeld des Mahanadi-Rift lehnt sich im Weiteren an die Klassifikationsschemata von LIST & STOCK (1968) sowie DEFFONTAINES & CHOROWICZ (1991). Abweichend von einer Ordnungsgliederung (1. Ordnung, 2. Ordnung ...) wurde eine Einteilung der Entwässerungssysteme in 3 Größenordnungen (Flußlängen) vorgenommen. Die richtungsstatistische Auswertung des Entwässerungssystems wurde auf Basis der digital vorliegenden Kartierung des Gewässernetzes aus dem LANDSAT-TM-Mosaik in zwei Ebenen durchgeführt:

- auf die Länge einzelner Flußabschnitte gewichtete, statistische Auswertung des Flußverlaufes und
- auf die Länge einzelner Lineare gewichtete, statistische Auswertung der Flußanomalien.

Die Auswertung der Entwässerungssysteme wurde unter folgender Herangehensweise bzw. Gesichtspunkten durchgeführt:

- Der Verlauf der Entwässerungssysteme wurde in der LANDSAT-TM-Abspielung 741 im Maßstab 1 : 100.000 mit einer somit maßstabsbedingten Konzentration auf dominante, wasserführende Systeme kartiert. Ein außergewöhnlich niederschlagsreicher Winter 1995 begünstigte diese Vorgehensweise,
- Die Kartierung der Entwässerungssysteme wurde folgendermaßen strukturiert:
 - ?? Flußsysteme 1. Größenordnung - Mahanadi, Brahmani,
 - ?? Flußsysteme 2. Größenordnung - Nebenläufe des Mahanadi oder Brahmani mit einer Länge von ca. > 20 km,
 - ?? Flußsysteme 3. Größenordnung - Nebenflüsse mit Längen ca. < 20 km.
- Die Auswertung erfolgte mit Bezug auf eine genetische Klassifizierung und eine Lokalisierung von Anomalien der Entwässerungssysteme.

Die Einteilung der Flußsysteme orientiert sich an dem für das Untersuchungsgebiet unterschiedlichem Bezug von Flußverläufen und Struktursystemen. So werden die Hauptflußläufe überwiegend durch regionale Lineamente beeinflusst, während Flußläufe mit geringerer Größenordnung zusätzlich eine Beeinflussung durch lokale Lineamente und Lineare zeigen. Um diesem Effekt Rechnung zu tragen, wurde die o.g. Einteilung entsprechend der Flußlänge vorgenommen.

In Abb. 4-2 ist das Entwässerungssystem des Bearbeitungsgebietes in einer Übersichtskarte abgebildet. Zudem sind in der folgenden Abbildung die Entwässerungsbereiche durch die Verfolgung der Wasserscheiden abgegrenzt worden. Die Systematik der Größenordnung der Flüsse wurde beibehalten.

Eine Darstellung der Flußsysteme in Relation zu den tektonischen Struktureinheiten für das Untersuchungsgebiet enthält die Anlage 11.2.1 als synoptische Ergebniskarte der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 250.000. Eine detaillierte Ausschnittsdarstellung des Grenzbereiches zwischen Bhandara-Kraton und Mahanadi-Becken im Maßstab 1 : 100.000 beinhaltet Anlage 11.2.2.

Die Kartierung der Anomalien im Verlauf der Flüsse ist aus Übersichtlichkeitsgründen nicht in der Karte (Abb 4.2, Anlage 11.2.1) dargestellt. Eine Auswertung erfolgt nur statistisch in Bezug auf die jeweilige regionale Einheit und ist in Anlage 11.2.6 in einer domänenbezogenen Richtungs-rosendarstellung enthalten.

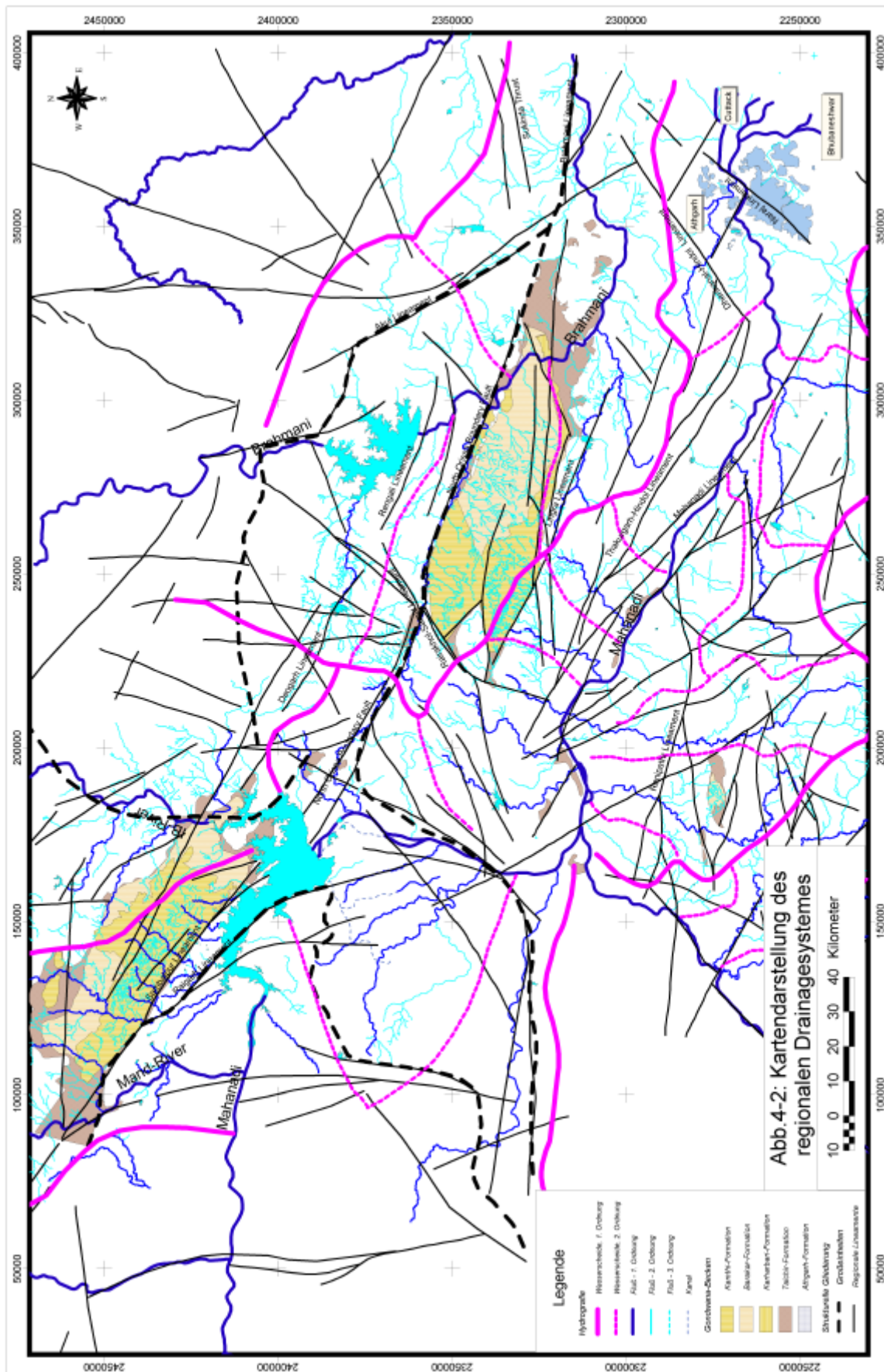


Abbildung 4-2: Darstellung der Entwässerungssysteme innerhalb und im Umfeld der Gondwana-Becken mit dem Ergebnis der kleinmaßstäbigen Satellitenbildinterpretation (UTM-Koordinatensystem)

4.3 Interpretationskonzept der LANDSAT TM -Daten

Auf Grund der morphologischen und klimatischen Randbedingungen ist die direkte Identifizierung von geologischen Einheiten allein anhand der spektralen Signaturen nicht möglich. Die spektrale Signatur der geologischen Einheiten wird sowohl durch Vegetationsunterschiede als auch Erosions-anschnitt und Verwitterungsgrad kontrolliert. Die Schwierigkeiten werden zusätzlich durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung sowie großflächige Bewässerungssysteme verstärkt. Primäre Reflexions-signaturen der anstehenden Gesteine werden durch die vorher diskutierten Einflüsse stark maskiert.

Die strukturgeologische Interpretation bildet daher den Schwerpunkt der Satellitenbildauswertung. Grundlage der strukturgeologischen Interpretation ist die Kartierung von Lineamenten, Linearen und strukturellen Trends. Lineamente markieren lineare geomorphologischen Strukturen (Höhenrücken, Täler, Einschnitte, Geländeabbrüche, Anomalien des Flußsystemes) und tonale Variationen von Vegetation, Boden und Festgesteins- bzw. Sedimentoberflächen. Die für das Bearbeitungsgebiet wesentlichen Strukturen (Störungen, Scherzonen) spiegeln jedoch einen geologischen Zeitraum vom Mesoproterozoikum bis Mesozoikum wider. Wesentliches Merkmal ist eine polyphase Reaktivierung von präexistenten Strukturelementen. Dies hat zur Folge, daß subsequeute tektonische Ereignisse vorgezeichnete Richtungen nutzen und somit trotz abweichender Paläospannungsfelder keine eigenständigen Strukturrichtungen ausbilden.

Für die Interpretation der Satellitenbilder wurde eine Gliederung in fünf Strukturelemente (z.B. BERGER, 1998) vorgenommen. Die Gliederung berücksichtigt den Maßstabseffekt für eine visuelle, geologische Interpretation von Satellitenbildmaterial und die morphologischen, klimatischen bzw. geologischen Randbedingungen.

Regionale Lineamente umfassen lineare und kurvilineare Strukturen, die sich zumeist in der Morphologie abbilden. Sie trennen unterschiedliche lithologische sowie strukturelle Einheiten und weisen eine Erstreckung von > 50 km auf. Diese Strukturen treten in kleinmaßstäblicher Interpretation als dominierende Elemente hervor. Im Strukturbild stellen regionale Lineamente komplexe, polyphas-reaktivierte tektonische Struktursysteme dar, die Inkremente sowohl duktiler als auch spröder Deformation aufweisen.

Als lokale Lineamente werden lineare und kurvilineare Strukturen beschreiben, die in der kleinmaßstäblichen Interpretation (1 : 1.000.000, 1 : 450.000) als den regionalen Lineamenten untergeordnete Strukturen kartierbar sind. Sie verlaufen zumeist innerhalb von lithologischen und strukturellen Einheiten. Die Längenerstreckung dieser Strukturen liegt unter 50 km.

Lineare (minor lineaments) sind geradlinige Strukturen mit geringer Längenausdehnung, die ausschließlich in großmaßstäblicher Interpretation (> 1 : 100.000) kartierbar sind. Sie bilden zumeist einzelne Bruchstörungen und das Kluftsystem ab.

Morphologische Trends (litho-structural trends) spiegeln den Verlauf von Anisotropien der Lithologie wider. Im Untersuchungsgebiet beschreiben diese morphologischen Trends zumeist die duktile Foliation. Sie sind als tonale, texturale und strukturelle Merkmale erkennbar und verlaufen innerhalb von morphologischen Einheiten (Bergrücken, Plateaus). Eine Erkennbarkeit ist nur in großmaß-stäblichen Abbildungen (> 1 : 100.000) möglich.

Zirkularstrukturen sind kreisförmige Strukturen, die durch morphologische Trends in der großmaßstäblichen und durch lokale sowie regionale Lineamente in der kleinmaßstäblichen Auswertung nachgezeichnet werden.

Im Rahmen der Interpretation der Satellitendaten wurden folgende Elemente in verschiedenen Maßstäben kartiert und bewertet:

Tektonische Strukturelemente:

- Lineamente 1. Ordnung - „regional lineaments“ (Interpretation im Maßstab 1 : 450.000),
- Lineamente 2. Ordnung - „local lineaments“ (Interpretation im Maßstab 1 : 450.000; 1 : 100.000),
- Lineare - „minor lineaments“ (Interpretation im Maßstab 1 : 100.000; 1 : 50.000 - Bruchlineare),
- morphologische Trends – „litho-structural trends“ (zumeist duktile Foliation im Maßstab 1:100.000; 1 : 50.000),
- Zirkularstrukturen - „circular feature“ (Falteninterferenzstrukturen),
- Faltenachsen.

Entwässerungssystem:

- | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|
| - Flußsysteme 1. Größenordnung | - Kartierung im Maßstab 1 : 450.000, |
| - Flußsysteme 2. Größenordnung | - Kartierung im Maßstab 1 : 100.000, |
| - Flußsysteme 3. Größenordnung | - Kartierung im Maßstab 1 : 100.000, |
| - Anomalien des Flußsystems | - Kartierung im Maßstab 1 : 100.000. |

Neben der Kartierung wurden die Lineare und Lineamente richtungsstatistisch ausgewertet. Zur statistischen Auswertung von lineamentären Strukturen ergeben sich verschiedene Möglichkeiten. Die Anzahl der Lineamente in einem begrenzten Areal kann in Richtungsklassen ausgewertet werden. Diese Vorgehensweise vernachlässigt jedoch die Länge der Lineamente und somit deren strukturelle Bedeutung. Andererseits ist ein Ansatz möglich, wonach die Lineamente entsprechend ihrer räumlichen Erstreckung vor einer richtungsstatistischen Analyse gewichtet werden.

Zur statistischen Auswertung der Lineamente wurde folgender Ansatz gewählt. Die Orientierung jedes Lineamentes wird durch einen Längenfaktor von 0,2 km gewichtet. Dieser Faktor wurde unter Berücksichtigung des Interpretationsmaßstabes von 1 : 100.000 frei gewählt. Die grafische Darstellung erfolgt in Form von Richtungsrosen. Durch die Auswertung von Liniensegmenten, welche im GIS die kleinste, geometrische Einheit bilden, war es möglich, Richtungsänderungen auch von kurvilinearen Lineamenten in der statistischen Auswertung zu berücksichtigen.

Homogenbereiche und Domänen

Die Satellitenbildauswertung wurde für die an das Mahanadi-Rift angrenzenden geologischen Großeinheiten durchgeführt. Intern wurden die Großeinheiten in Domänen mit spezifischen strukturellen und lithologischen Eigenschaften sowie ggf. Subdomänen gegliedert. Als strukturelle Domänen wurden, wie bereits in NASH ET AL. (1996) realisiert, Bereiche unterschieden, die hinsichtlich der Strukturen, Texturen und abgrenzbaren Einheiten Gemeinsamkeiten aufweisen.

Eine systematische Interpretation und Gliederung in strukturelle Domänen wurde für folgende an das Mahanadi-Rift angrenzende Großeinheiten (vgl. Abbildung 4-3) vorgenommen:

Eastern Ghats Mobile Belt (Großeinheit I).

- Angul-Domäne (Ia),
- Tikrapara-Domäne (Ib),
- Rairakhol-Domäne (Ic),
- Chilka-Lake-Domäne (Id),
- Phulbani-Domäne (Ie),
- Rampur-Domäne (If),

Tikra/Rengali-Komplex (Großeinheit II).

- Tikra-Domäne (IIa)
- Rengali-Domäne (IIb)
- Malagyiri-Domäne (IIc)
- Riamal-Samal-Massiv (IIId)
- Deogarh-Domäne (IIE)

Singhbhum-Kraton (Großeinheit III).

- Singhbhum Granite/Older Metamorphic Complex (IIIa)
- Iron Ore Group/Noamundi-Sedimente (IIIb)
- Singhbhum Mobile Belt (IIIc)

Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex (Großeinheit IV).

Gondwana-Becken (Großeinheit V).

- Talchir-Becken (Va)
- Mahanadi-Becken (Vb)
- Athgarh-Becken (Vc)

Basement des Bhandara-Kratons (Großeinheit VI).

- Sambalpur-Domäne (VIa)
- Raigarh-Domäne (VIb)

Chattisgarh-Becken (Großeinheit VII).

Die Großeinheiten des Singhbhum-Kraton und des Chhotanagpur-Granit-Gneis-Komplex wurden nur in flächenmäßig kleinen Teilbereichen und nur übersichtsmäßig (regionale Strukturen) betrachtet. Im Bereich des Chattisgarh-Beckens erfolgte nur für den Nordrandbereich zum Mahanadi-Becken eine Auswertung. Der Schwerpunkt der Satellitenbildinterpretation und der Feldarbeiten lag auf dem Talchir-Becken sowie den angrenzenden Basamenteinheiten des EGMB und der Rengali-Domäne. Die Interpretation erfolgte visuell für die Maßstäbe 1 : 450.000 und 1 : 100.000.

In Abbildung 4-3 ist die Abgrenzung der Großeinheiten und der diese gliedernden Domänen dargestellt. Desweiteren werden regionale Termini (Ortschaften, Störungen, Lineamente) einzelner Strukturen aufgeführt, um eine Reproduzierbarkeit der Erläuterungen im Text zu erleichtern.

Eine Kartendarstellung der Satellitenbildinterpretation für das Gesamtgebiet ist in Anlage 11.2.1 mit einem Ausschnitt für das Gebiet um Raigarh in Anlage 11.2.2 enthalten. Die Anlage 11.1.2 zeigt den Ausschnitt (Maßstab 1 : 250.000 = Interpretationskarte in Anlage 11.2.1) für das Umfeld der Angul-Domäne aus der Übersichtsdarstellung des Untersuchungsgebietes in Anlage 11.1.1 (Maßstab 1 : 500.000) als LANDSAT-TM-Mosaik in der Kanalkombination R-7 / G-4 / B-2, die neben lithologischen Differenzierungen die Reliefeigenschaften besonders hervorhebt. Für Teilbereiche des Gebietes um Raigarh bzw. dem Kreuzungspunkt von NOBF und Rairakhol-Samal-Lineament enthält Anl 11.1.3 bzw. 11.1.4 eine Ausschnittsdarstellung auf Grundlage des Farbkomposites von LANDSAT-TM und IRS 1C.

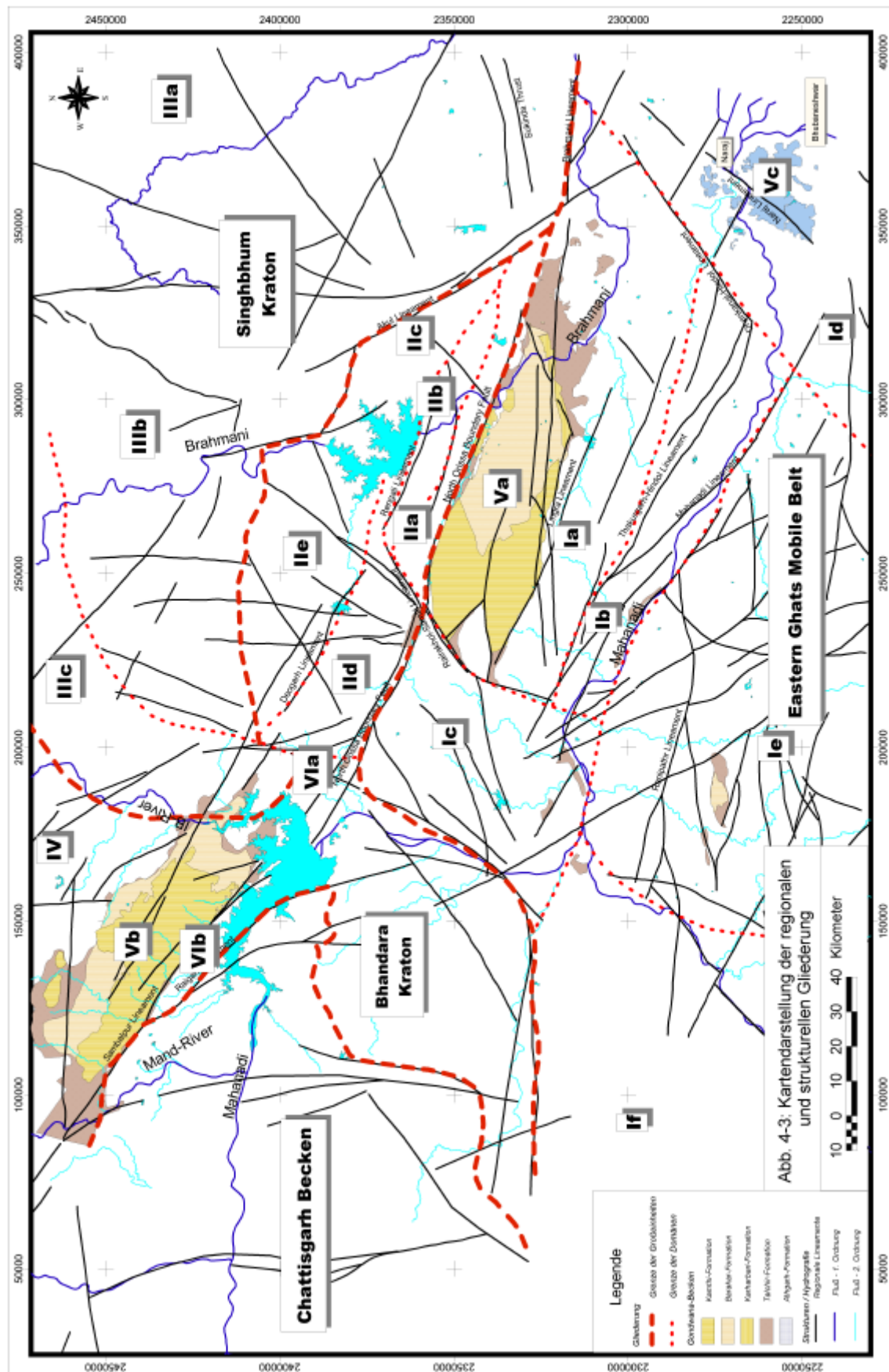


Abbildung 4-3: Darstellung der Grenzen von regionalen, geologischen Großeinheiten und Domänen mit Bezeichnung der wichtigsten Strukturelemente aus der Satellitenbildinterpretation (UTM-Koordinatensystem)

4.4 Ergebnisse der LANDSAT TM - Satellitenbildinterpretation

4.4.1 Eastern Ghats-Mobilgürtel

Im Bereich des EGMB sind almandin/amphibolit- und granulitfazielle Gesteinseinheiten aufgeschlossen, die tiefkrustale Niveaus der Lithosphäre repräsentieren. Strukturell kennzeichnend für diese Gesteine ist eine steile bis vertikale Raumlage der duktilen Hauptfoliation, die verschiedene frühere Faltengenerationen überprägt bzw. subsequente Faltenstrukturen nachzeichnet. Der generelle Trend der Foliation verläuft küstenparallel in NE-SW Richtung (CHETTY, 1996). Im Bereich des Mahanadi-Rift biegt die Foliation in eine riftparallele NW-SE Richtung ein. Die NOBF als Nordbegrenzung zu den Einheiten des Singhbhum-Kratons (MAHALIK, 1994, 1996) tritt in Form einer markanten morphologischen Depression in Erscheinung. Diese Struktur läßt sich in unterschiedlicher struktureller und morphologischer Ausbildung über die Grenzen des EGMB hinaus nach Nordwesten verfolgen. In Richtung ESE verliert sich diese morphologische Spur der NOBF in den rezenten Küstenablagerungen des Golfes von Bengal. Im Westen werden die EGMB durch die Eastern Ghats Boundary Thrust begrenzt, deren Verlauf durch Morphologiekontrast zwischen Bhandara-Kraton (flach-eben) und granulitfazieller Einheiten (strukturegebundene Morphologie) nachgezeichnet wird.

Näheres über die Stellung des EGMB ist erst im letzten Jahrzehnt durch intensive petrologische/geochronologische wie auch strukturelle Untersuchungen (ICP 368) bekannt geworden. Durch die schlechte Zugänglichkeit von vielen Gebieten des EGMB wurden einige Ansätze zur strukturellen Interpretation mittels Methoden der Fernerkundung unternommen (CHETTY & MURTHY, 1994; MAHALIK, 1994; CHETTY, 1995; NASH ET AL., 1996; BISWAL, 1998). Die Arbeiten von NASH ET AL. (1996), die eine Synopsis von Satellitenbilddauswertung (LANDSAT TM, SPOT), Aeromagnetik, Aeroradiometrie und umfangreichen Feldarbeiten umfassen, sind hervorzuheben. Bislang wurden jedoch die Ergebnisse der Satellitenbildinterpretation vergleichsweise schematisch in geologische Modelle übertragen, ohne konkret auf die geologische Signifikanz der lineamentären Strukturen einzugehen. Insbesondere der Aspekt der multiphasen Reaktivierung sowohl unter duktilem als auch bruchhaften Materialverhalten ist nur ungenügend berücksichtigt worden. Somit stellte sich vor allem für die Satellitenbildinterpretation im Bereich der EGMB die Frage nach der geologischen Bedeutung von satellitenkartierbaren Lineamenten.

Die vorliegende Satellitenbildinterpretation (vgl. Abb. 4-3, Anl. 11.2.1) beschränkt sich auf den nördlichen Bereich des EGMB, von der NOBF im Norden und dem 19. Breitengrad im Süden. Der NW-SE verlaufende Mahanadi-Fluß bildet die Grenze zwischen einem Krustensegment mit NW-SE-Streichen im NE und einem Segment mit vorwiegend NE-SW-Streichen im SE. Elemente mit NE-SW-Streichen wurden als Strukturelemente zweiter Ordnung identifiziert, wobei komplizierte Wechselbeziehungen in den Versatzverhältnissen auftreten. Die Nordbegrenzung des EGMB wird durch das markante NW-SE streichende Lineament der NOBF gebildet, welches die parallel dazu verlaufenden, steilaufragenden Höhenrücken der Tikra-Domäne von der flachwelligen Landschaft des EGMB trennt. Die NW-Begrenzung des EGMB tritt nur abschnittsweise als markantes lineamentäres bis kurvilineares Element in Erscheinung. Das Entwässerungssystem wird vom Brahmani im Norden und dem Mahanadi im Süden beherrscht. Der Verlauf der beiden Flüsse ist durch NW-SE-Elemente vorgezeichnet, wobei besonders in den östlichen Abschnitten des Brahmani die zweite Strukturrichtung (NE-SW) als Vorzeichnung erkennbar ist. Südlich des Mahanadi bilden umlaufende Strukturrichtungen im Umfeld der Stadt Phulbani eine Zirkularstruktur ab.

Die jüngeren sedimentären-Becken der Gondwanaablagerungen heben sich durch eine differenzierte Morphologieausbildung vom Basement ab. Die strukturelle Position der Sedimentbecken wird maßgeblich von den vorgezeichneten Basementstrukturrichtungen kontrolliert. Für den EGMB ist, wie auch für die umliegenden Großeinheiten, typisch, daß die morphologischen Erhebungen größtenteils von Wald bedeckt sind, während die Ebenen neben intensiver landwirtschaftlicher Nutzung überwiegend durch Trockengräser bzw. spärlichen Buschbewuchs gekennzeichnet sind.

Ausgehend von der regionalen Gliederung/Zonierung des EGMB in lithologische Großeinheiten war es auf Basis der Satellitenbildinterpretation und durch Feldarbeiten möglich, weitere Subdomänen zu definieren (Abb. 4-3). Dieser Ansatz einer strukturellen Beschreibung des EGMB wurde erstmalig von NASH ET AL. (1996) unternommen. Die Differenzierung der Subdomänen erfolgte über die Raumlage sowie die Dichte von Lineamenten, die Oberflächentextur, die Morphologie, die Vegetation und das Entwässerungssystem. Lineare Strukturen und der Verlauf von Entwässerungssystemen markieren zumeist den Grenzbereich zwischen strukturell und lithologisch unterschiedlichen Komplexen. Im Weiteren werden die einzelnen Strukturdomänen kurz charakterisiert.

?? Die Angul-Domäne wird im Westen von der Rairakhol-Samal-Scherzone, im Norden von Gondwanasedimenten bzw. der NOBF und im Süden von regionalen Lineamenten begrenzt, die eine morphologische Grenze (Übergang charnockitischer Gesteine in Khondalite) zur Tikarpara-Domäne bilden. Im Osten verlaufen sich die Basementaufschlüsse unter dem Alluvial des Mahanadi-Deltas. Morphologisch wird dieser Bereich durch weite Laterit- bzw. Schwemmlahmebenen im Osten und Westen sowie Rücken- bzw. Rundhöckerbildungen im Zentralbereich charakterisiert. Als Ursache dieser morphologischen Ausbildungen sind die überwiegend schwachfoliierten Migmatite und Quarz-Feldspatgneise (Leptynite), d.h. Gesteine mit geringem Gehalt an strukturzeichnenden Mineralen (Glimmerminerale) anzuführen. Im Osten treten eingelagerte khondalitische Einheiten in steilaufragenden Höhenrücken in Erscheinung. Die Morphologie der Höhenrücken und Inselberge wird durch typische steile Flanken, begünstigt durch die steilstehende Foliation, charakterisiert. Während für die waldbedeckten Erhebungen keine lithologische Differenzierung durch spektrale Signaturen möglich ist, sind innerhalb der Laterit- bzw. alluvialen Schwemmebenen teilweise spektrale Signaturen zur lithologischen Abgrenzung nutzbar. So läßt sich ein charnockitischer Granitkörper nördlich von Hindol neben der umlaufenden Struktur der angrenzenden Khondalite durch eine höhere Reflektanz im Kanal 7 von umgebenden khondalitischen Einheiten abgrenzen.

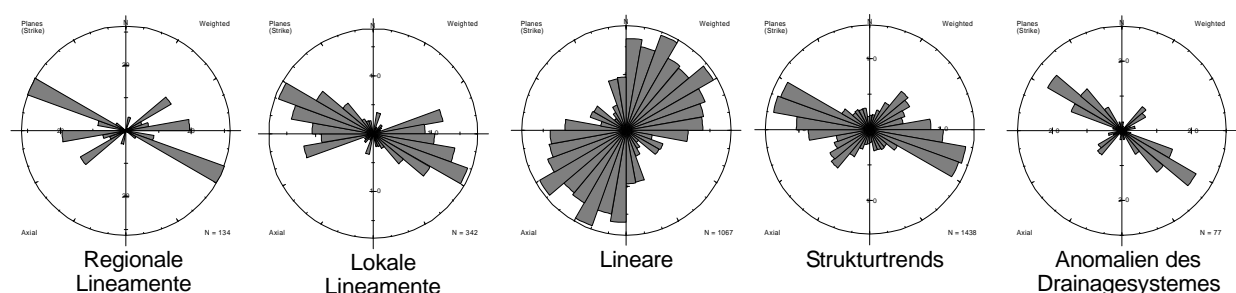


Abbildung 4-4: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Angul-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Die strukturellen Erhebungen von Migmatiten und Graniten im Zentralbereich markieren die Wasserscheide zwischen dem östlichen Entwässerungssystem des Brahmani und dem westlichen

Entwässerungssystem des Mahanadi. Das Entwässerungssystem kann in seiner Ausbildung einem dendritischen Typ zugeordnet werden, wobei die Flußsysteme 2. Ordnung überwiegend dem regionalen Trend folgen und von z.T. rechtwinklig zuströmenden Systemen 3. Ordnung gespeist werden. Die richtungsstatistische Analyse der linearen Anomalien der Flußläufe spiegelt jedoch deutlich die Richtungsmaxima der Strukturtrends und Lineare, NW-SE bzw. NE-SW, wider.

Die regionalen Lineamente (Abb. 4-4) folgen mit Ausnahme eines markanten E-W Lineamentes östlich Thakurkar der dominanten NW-SE Richtung. Die NW-SE Lineamente terminieren gegen die Rairakhol-Samal-Scherzone (NE-SW Richtung). Die Internstruktur der Höhenzüge zeichnet den Verlauf der duktilen Foliation nach, die im Zentralbereich einen primär WNW-ESE Trend zeigt und bei Annäherung an die Rairakhol-Samal-Scherzone in den EGMB-Trend nach NE-SW umbiegt. Nördlich von Thakurkar weisen die duktilen Trends ein umlaufendes Streichen um eine Granitintrusion auf (Anl. 11.1.1).

Visuell sind drei Faltengenerationen kartierbar, wobei die Raumlage der Achsenebene für die beiden ersten Generationen zumeist dem Haupttrend folgt. Die erste Faltengeneration ist aus der gegensätzlichen Einfallrichtung paralleler morphologischer Trends mit flacheinfallenden bis horizontalen Faltenachsen als isoklinale Falten erkennbar (Anlage 11.1., 11.2). Die subsequeunte Faltengeneration wird durch offene Falten mit steil einfallenden, jedoch trendparallelen Faltenachsen charakterisiert. Die dritte Faltengeneration wird durch großdimensionale Faltenstrukturen mit Achsentrend im großen Winkel zum regionalen Trend gekennzeichnet. Im Zentralbereich bilden granitische Gneise und undeformierte Granite mit umlaufendem Streichen Zirkularstrukturen. Die kurvilinearen Strukturen (duktile Foliation) werden von Lineamenten 3. Ordnung mit NNE-SSW bis NE-SW -Streichen (Abb. 4-4) geschnitten.

Die statistische Auswertung der Lineamente 3. Ordnung (Abb. 4-4) zeigt eine Vorzugsrichtung in NE-SW im Gegensatz zur Raumlage der regionalen Lineamente, der lokalen Lineamente und der Anomalien des Entwässerungssystems, die eine Vorzugsrichtung parallel zum Haupttrend ausweisen (vgl. Anl. 11.2.3-6). Die Versatzrelationen deuten auf eine Anlage der Lineamente im Sprödbereich hin.

- ?? Die Tikarpara-Domäne bildet einen zusammenhängenden Höhenrückenkomplex mit einer Länge von ca. 120 km, der sich vom Dhenkanal-Lineament im Osten bis zum Rairakhol-Lineament im Westen erstreckt. Südlich und nördlich wird die Domäne durch regionale Scherzonen (Mahanadi-Lineament, Thakurkar-Hindol-Lineament) begrenzt (Bildtafel VI/Bild 2). Von den regionalen Lineamenten zweigen in flachem Winkel lokale Lineamente ab. In die visuell abgrenzbaren, morphologisch strukturierten Einheiten mit WNW-ESE Trend (Abb. 4-5) sind Gesteinseinheiten mit schwach ausgebildeter morphologischer Strukturierung (Charnockite – z.B. NE von Tikarpara) parallel zur Foliation eingelagert (vgl. Anl. 11.1.2). Neben einer Ablenkung der lithologischen Trends im Umfeld (Kompetenzkontrast) sind abweichende Internstrukturen mit NNW-SSE-Orientierung nachweisbar. Das Mahanadi-Lineament, welches gegen das Rairakhol-Samal-Lineament terminiert, versetzt den Randbereich des Sonapur Granites in dextraler Bewegungsrichtung (Anl. 11.1.1). Durch visuell differenzierbare Texturunterschiede und die Morphologie der Höhenzüge ist erkennbar, daß die lokalen Lineamente die internen lithologischen Einheiten abgrenzen (Bildtafel VI/Bild 1). Faltenstrukturen weisen in der strukturellen Position Analogien zur Angul-Domäne auf (Anlage 11.1.1, 11.2.1).

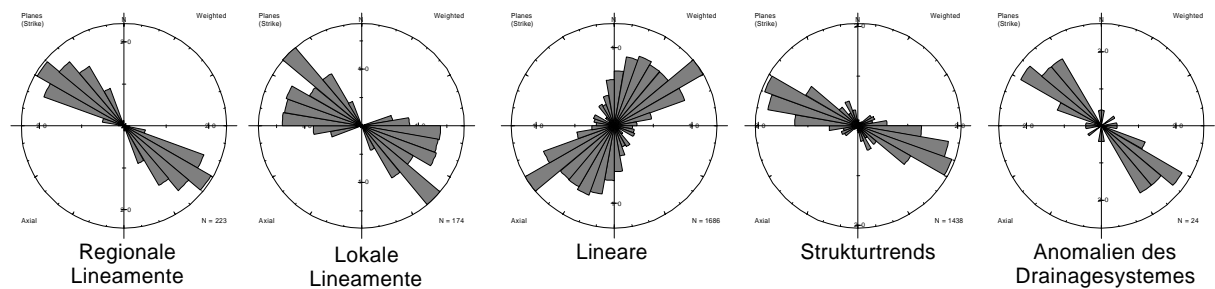


Abbildung 4-5: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Tikarpara-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Lineare, die Strukturen des Sprödbrechens repräsentieren können, sind mit einem vorwiegend ENE-WSW- bis NNE-SSW -Streichen (Abb. 4-5) erkennbar. Deren NE-SW Haupttrend wird aus der richtungsstatistischen Analyse der Lineare deutlich. Entgegen zu der in der kleinmaßstäblichen Auswertung (M 1 : 450.000, M 1 : 250.000) sichtbaren, einheitlichen Strukturausbildung (Anl. 11.2.5) zeigt sich bei großmaßstäblicher Analyse (M 1 : 50.000, M 1 : 25.000) ein komplizierter Internbau, der durch die flächendeckende Vegetation teilweise maskiert wird.

Das Entwässerungssystem wird durch den NW-SE verlaufenden Mahanadi und rechtwinklig zuströmende Flüsse niederer Ordnung (Abb.4-5) bestimmt. Die Höhenrücken bilden jedoch keine durchgehende Wasserscheide aus, da Flüsse, besonders im Westteil, die Höhenrücken entlang der NE-SW Lineamente in z.T. tiefen Kerbtälern durchschneiden. Die Anomalien der Flußsysteme reflektieren im Gegensatz zur Angul-Domäne ausschließlich die Raumlage der duktilen Foliation (Strukturtrends – vgl. auch Anl. 11.2.6).

- ?? Die Rairakhol-Domäne wird im Osten durch das Rairakhol-Samal-Lineament, im Norden durch die NOBF und im Westen durch die Randüberschiebung des EGMB begrenzt. Die südliche Begrenzung ist nicht eindeutig, könnte jedoch durch intrusiven Kontakt zum Sonnepur Granit (NASH ET AL., 1996) definiert werden. Die morphologische Ausbildung dieses Bereiches wird durch markante Höhenrücken mit komplizierter Internstruktur und nur schwach gegliederte Ebenen geprägt. Den westlichen Randbereich charakterisieren langgezogene, strukturierte Höhenrücken (vgl. Anl. 11.1.1, 11.1.3). Der Trend der morphologischen Elemente biegt von der NOBF aus der NW-SE Richtung (Abb. 4-6) kontinuierlich in die NE-SW Richtung des Westrandes des EGMB ein. Diese Schleppung könnte auf eine dextrale, duktile Scherbewegung entlang der NOBF hindeuten. Im Zentralbereich existieren Zirkularstrukturen mit umlaufendem Streichen (Falteninterferenzstrukturen), die am Rand in zumeist isoklinalen Faltenstrukturen mit visuell interpretierbaren Achsenebenen, parallel zum morphologischen Trend, übergehen (Anl. 11.2.1). Diese isoklinalen Falten werden durch offene Faltenstrukturen mit z.T. senkrecht verlaufender Achsenlage überlagert. In der Auswertung 1 : 50.000 wird deutlich, daß der Internstrukturbau durch Faltungsinterferenzen (Domstrukturen) weitaus komplexer ist, als in Maßstäben < 1 : 100.000 erkennbar. Entlang des Rairakhol-Samal-Lineamentes zeigen auch die duktilen Trends eine Rotation in die NE-SW Richtung (Abb. 4-6). Während die Lineare stark variierende Richtungen aufweisen, dominieren für regionale Lineamente und Strukturtrend die NE-SW-Richtung des Rairakhol-Samal-Lineamentes sowie der EGMB-Randüberschiebung. Die regional übergreifenden Trends der Lineare NE-SW und N-S sind jedoch grundsätzlich nachweisbar. Die Richtung der NOBF spiegelt sich in der Raumlage der lokalen Lineamente wider. Anlage 11.2.3 bis 11.2.5 verdeutlichen das abweichende Strukturinventar im Vergleich zu den angrenzenden Domänen.

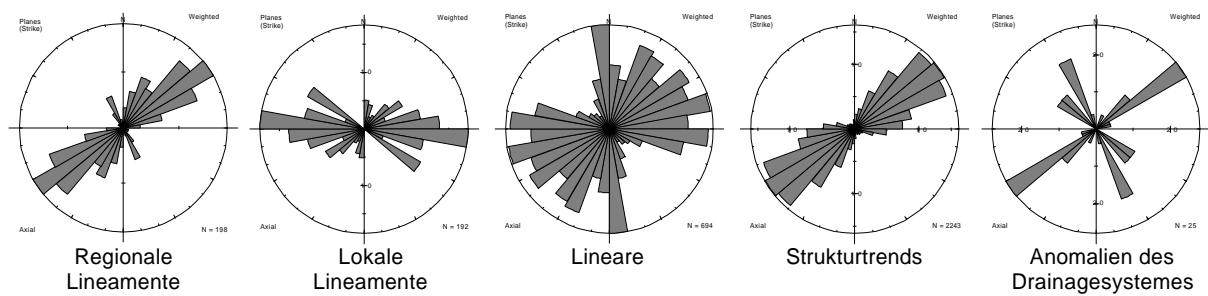


Abbildung 4-6: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Rairakhol-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Das Entwässerungssystem ist bei einer geringen Flußdichte schlecht ausgebildet, weist jedoch im Zentralbereich eine radiale Entwässerungsstruktur auf. In den Ebenen (Südteil) verlaufen die Flüsse mäandrierend. Die in den Höhenrückenbereichen kartierten Flußanomalien folgen der umlaufenden Orientierung der Kleinlineamente (Lineare – Abb 4-6).

?? Die Phulbani-Domäne befindet sich süd-südwestlich der Mahanadi-Scherzone und bildet innerhalb des EGMB eine domartige Megastruktur von ca. 80 – 90 km Durchmesser mit markanten positiven Reliefstrukturen. Die Begrenzung zur Rampur-Domäne (NASH ET AL., 1996) im Westen markiert ein regionales Lineament (Tumudiband-Scherzone–NASH ET AL., 1996; Vamsadhara-Scherzone–MAHALIK, 1994; Baligurha-Scherzone–CHETTY, 1995). Im Osten grenzt eine Scherzone die foliierten Einheiten der Chilka-Domäne ab (vgl. Anl. 11.1.1). Eine Abgrenzung im Süden ist nicht sichtbar. Die umlaufenden Strukturen biegen in den allgemeinen NE-SW-Trend des EGMB ein. Die von CHETTY (1995) definierte südliche Abgrenzung der Phulbani-Domäne durch die Bhanjanagar-Scherzone ist im Ergebnis der Satellitenbildinterpretation nicht reproduzierbar.

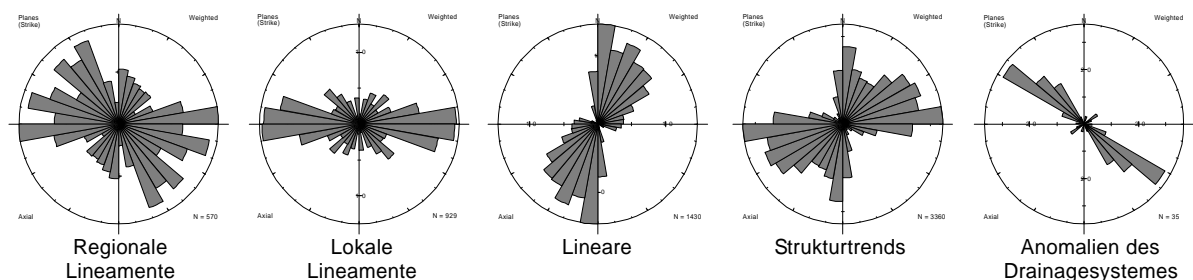


Abbildung 4-7: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Phulbani-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Im Gegensatz zum Verlauf der Lineamente in den nördlichen Domänen (Angul-, Tirkarpara-Domäne) folgt die Raumlage der regionalen Lineamente in der Phulbani-Domäne einem radialen Muster ohne statistisches Maximum (Abb. 4-7, Anl. 11.2.3 bis 11.2.6). Ein vergleichbares Verhalten weisen die Strukturtrends auf. Die regionalen Lineamente sind als morphologische Negativstrukturen mit kurvilinearem Verlauf und Reichweiten bis > 100 km ausgebildet. Die radial aus dem Dombereich verlaufenden lokalen Lineamente werden von umlaufenden, regionalen Lineamenten geschnitten.

Von den regionalen Lineamenten zweigen in flachem Winkel lokale Lineamente in ausgeprägter E-W Richtung ab, die den duktilen Strukturtrend in z.T. großem Winkel schneiden.

Im nördlichen Abschnitt der Domäne sind an eine regionale Scherzone (Ranipathr-Scherzone) kleine Gondwana-Teilbecken gebunden. Ein sinistraler Versatz von N-S Lineamenten am Ranipathr-Lineament könnte der Anlage der Gondwana-Becken zugeordnet werden. Das umlaufende Streichen der Morphologie spiegelt sich in den Internstrukturen der einzelnen Erhebungen wider (Abb. 4-7). Während am Rand des Dombereiches die Höhenrücken eine ausgeprägte Vorzugsorientierung (duktiler Foliation) aufweisen, sind die Erhebungen innerhalb der Phulbani-Domäne weitestgehend ungegliedert. Am Nordrand werden die kurvilinearen Strukturen (NW-SE) der Scherzonen und der duktilen Foliation in großem Winkel von untergeordneten, lokalen Lineamenten geschnitten. Diese Konstellation ist für NE-SW Strukturen nicht visuell interpretierbar (Anl. 11.2.1).

Das Entwässerungssystem bildet eine unvollkommen entwickelte radiale Entwässerung ab. Wie aus der Abgrenzung der Entwässerungsbereiche (Abb. 4-2) sichtbar ist, schneiden sich die Wasserscheiden nicht im Zentrum der Struktur, sondern verlaufen entlang der südöstlichen Begrenzung der Phulbani-Domäne. Der Verlauf der Flußsysteme ist maßgeblich strukturkontrolliert und radialsymmetrisch angelegt (Anl. 11.2.1).

- ?? Die Chilka-Lake-Domäne schließt sich östlich an die Phulbani-Domäne an und weist in ihrer Morphologie durch die dominierenden trendparallelen Höhenrücken Analogien zur Tikarpara-Domäne auf (Anl. 11.1.1). Der dominierende Strukturtrend südlich des Mahanadi-Lineamentes ist NE-SW und somit parallel zum generellen Trend des EGMB. Im Bereich des Mahanadi-Lineamentes biegt der duktile Trend in die NW-SE Richtung (Abb. 4-8) um, wobei durch die strukturelle Position des Athgarh-Beckens belegt ist, daß sowohl NW-SE als auch NE-SW Strukturen mehrfach reaktiviert wurden. Die Dominanz der NE-SW Richtung zeigt sich sowohl für die regionalen bzw. lokalen Lineamente als auch sehr deutlich in den Strukturtrends. Durch eine von den Höhenrücken abweichende Textur sind lithologische Einheiten, wie z.B. der Chilka-Lake Anorthosite, gut abgrenzbar.

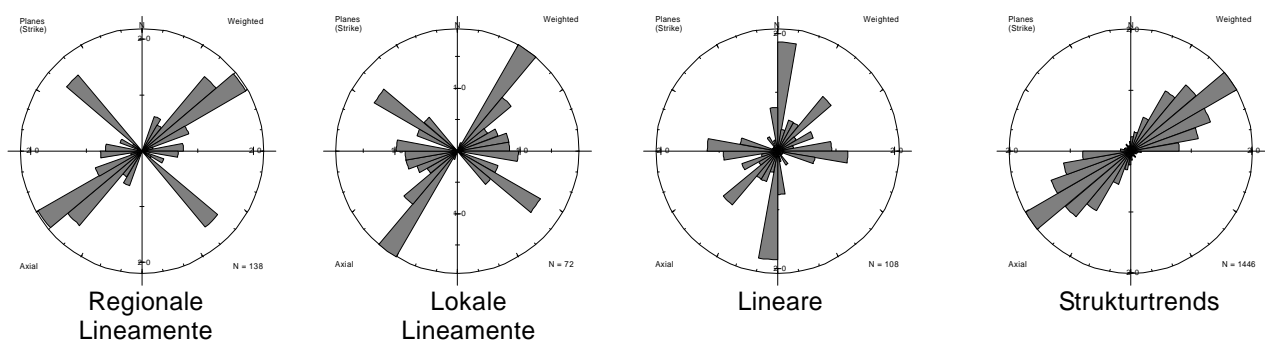


Abbildung 4-8: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Strukturtrends) für die Chilka-Lake-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Im Gegensatz zum Bolangir Anorthosite folgt der Chilka-Lake Anorthosite dem regionalen NE-SW Trend. Die Internstrukturen lösen sich bei der visuellen Interpretation in kleinerem Maßstab in komplizierte Faltenstrukturen und Interferenzstrukturen unterschiedlicher Foliationsgenerationen auf. Visuell lassen sich Faltenachsen mit E-W bzw. NE-SW Trend identifizieren. Die geometrische Abfolge der Faltengenerationen folgt grundsätzlich dem Bild aus der Angul-Domäne. Aus Zeitgründen wurde keine eingehende Interpretation vorgenommen.

- ?? Die Rampur-Domäne (NASH ET AL., 1996) schließt sich im Westen an die Phulbani-Domäne an. Abweichend zur Phulbani-Domäne wird die Rampur-Domäne durch vereinzelte und morphologisch stark strukturierte Höhenzüge in einer kaum gegliederten Ebene charakterisiert. Auffallendes Merkmal ist die Intrusion des Bolangir-Anorthosites. Er hebt sich durch eine abweichende spektrale Signatur und das umlaufende Streichen der Randbereiche von der umgebenden Ebene deutlich ab. Die Überschiebungszone zum Bhandara-Kraton ist nur abschnittsweise kartierbar. In der Ebene zeichnet ein dentritisches Entwässerungssystem und deren Flußanomalien die Verlängerung der Lineamente nur undeutlich nach.

4.4.2 Rengali-Tikra-Komplex

Die Rengali-Tikra-Domäne umfaßt die nördlich an die NOBF anschließenden lithologischen Einheiten im Übergang zum Singhbhum-Kraton. Diese heben sich im Satellitenbild (Anl. 11.1.1, 11.1.2) durch markante, strukturelle Formen sowohl seitens des EGMB als auch vom Singhbhum-Kraton ab. Die Diskussion der geotektonischen Stellung dieser Einheit war schon mehrfach Gegenstand von kontroversen Veröffentlichungen (BANERJI ET AL., 1987; SARKAR ET AL., 1990c; SAHA, 1994; MAHALIK, 1994, 1995). Die Bedeutung dieses Krustensegmentes erschließt sich aus dessen Schlüsselstellung für die strukturelle Interpretation des EGMB einerseits und dem Singhbhum-Mobilgürtel andererseits.

Der Haupttrend der Rengali/Tikra-Domäne ist WNW-ESE und weicht signifikant von dem der umlaufenden Strukturen um den Singhbhum-Kraton ab (Anl. 11.2.1). Während die Singhbhum-typischen Trends an der Nordbegrenzung (Akul-Lineament) der Assemblage terminieren, lassen sich Strukturen der Assemblage in den Singhbhum-Kraton verfolgen. Derzeit ist die Stellung dieser Krusteneinheiten Schwerpunkt kontroverser Diskussionen (MAHALIK, 1996; SARKAR ET AL., 1998).

Die Rengali-/Tikra-Domäne (vgl. Abb. 4-3) wird im Süden durch die NOBF, im Norden durch Einheiten der Banded Iron Formation (BIF) sowie der Bonai-Granitintrusionen des Singhbhum-Kratones, im Osten durch die Akul-Störung (nach NASH ET AL. 1996 oder Dhinkeshwar-Störung nach SARKAR ET AL., 1990c) und im Westen durch den Bhandara-Kraton begrenzt. Es lassen sich fünf regionale Subdomänen differenzieren.

- ?? Direkt nördlich an die NOBF angrenzend bildet die Tikra-Domäne mit einer lateralen Erstreckung von 110 km und einer Breite von 5 – 20 km ein System von alternierenden schmalen Höhenrücken mit zwischengelagerten flachen Ebenen. Die Höhenrücken zeichnen den NOBF-parallelen WNW-ESE Trend nach (Bildtafel VI/Bild 5, Anl. 11.1.1). Im Westen biegen die Höhenrücken mit komplizierten Internfaltenstrukturen in den NE-SW Trend (Abb. 4-9) des Rairakhol-Samal-Lineamentes ein. Entsprechend der Morphologie der Höhenrücken könnte deren Fortsetzung am Nordrand der Rairakhol-Domäne des EGMB verlaufen. Unmittelbar westlich des Rairakhol-Samal-Lineamentes bildet das Riamal-Samal-Massiv einen markanten Morphologie-contrast (Anl. 11.1.1). Im Osten sind im Satellitenbild in Annäherung an die Akul-Störung komplizierte Falteninterferenzstrukturen mit einer NNW-SSE orientierten Achsenlage (parallel zur Akul-Störung) erkennbar. Ein regionales Lineament bildet die Abgrenzung zur Rengali-Subdomäne im Norden. Die Höhenrücken werden durch tonale und texturale Strukturen intern gegliedert. Deren Haupttrends verlaufen parallel zu den regionalen Lineamenten und weisen auf eine lithologische Differenzierung hin. Die Satellitenbilddauswertung (Anl. 11.2.1) zeigt interne Faltenstrukturen mit Achsentrends parallel zum Haupttrend. Die Höhenrücken werden durch Lineare mit N-S bis NE-SW Richtung geschnitten.

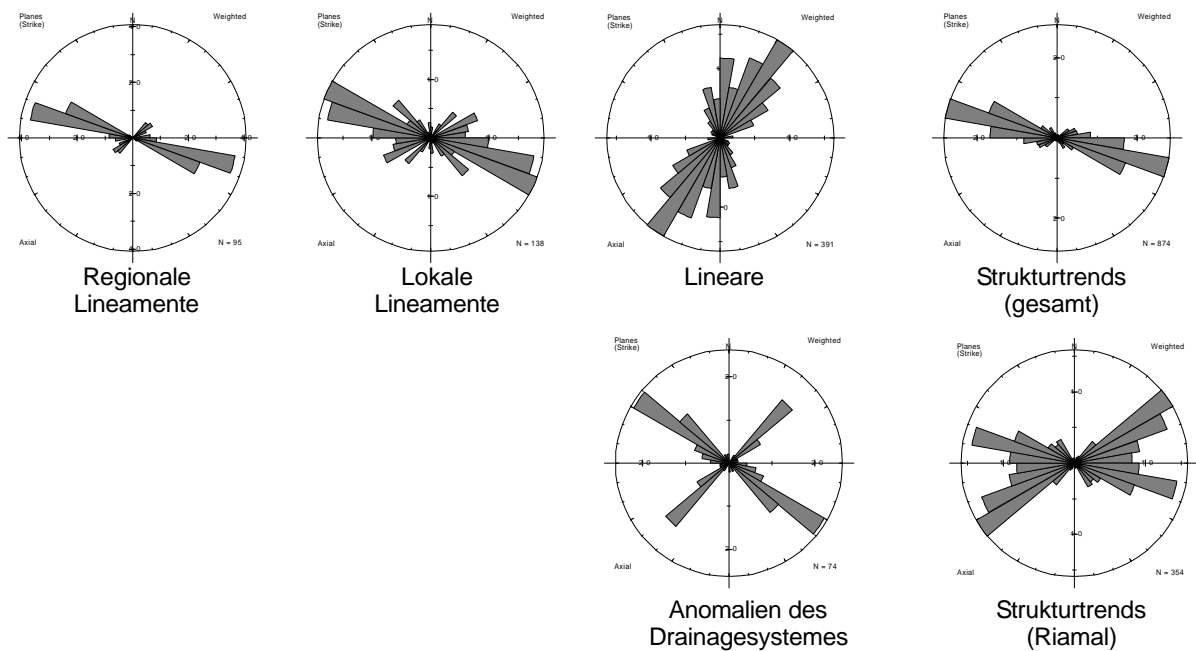


Abbildung 4-9: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Tikra-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Der Randbereich zum Rairakhol-Samal-Lineament bildet sich mit der Rotation in einen NE-SW Trend in der Ausbildung des zweiten Maximums (Abb. 4-9) ab. Die Lineare und Lineamente spiegeln sich in den Flußanomalien des Tikra-Flusses (Abb. 4-9) und den Linearen angrenzender Gondwanaablagerungen wider und zeichnen somit junge Bewegungen nach (Anl. 11.2.1; Anl. 11.2.3 bis 11.2.6). Die Flußdurchbrüche durch das Rückensystem folgen überwiegend diesen Strukturen. Das Entwässerungssystem ist innerhalb der Rücken trendparallel und entwässert über die NE-SW Durchbruchstäler in den Tikra-Fluß bzw. den Brahmani.

- ?? Die Rengali-Subdomäne wird überwiegend durch Ebenen und runde, wenig strukturierte Morphologien charakterisiert. Namensgebend bildet der Rengali-Stausee mit einer Fläche von ca. 300 km² das dominierende Element in diesem Bereich. Im Westen wird die Domäne durch das Rairakhol-Samal-Lineament begrenzt. Im Osten markiert die Malayagiri-Subdomäne die Begrenzung. Die nördliche Begrenzung ist ein regionales Lineament, daß zur Deogarh-Domäne bzw. Malagiri-Domäne vermittelt. Die Anordnung von Basementerhebungen folgt dem WNW-ESE Haupttrend (Abb. 4-10). Dieser löst sich jedoch in der großmaßstäblichen Auswertung in tonale und texturale Lineare unterschiedlicher Orientierung auf. Die Südbegrenzung des Rengali-Stausees wird durch einen Höhenrücken mit WNW-ESE Trend gebildet. Unmittelbar angrenzend an die Rairakhol-Samal-Störung befindet sich ein isolierter, in sich geschlossener Basementkomplex, der morphologische Parallelen zur Riamal-Samal-Domäne aufweist. Der lithologische Kontrast von Quarzit-dominierten Einheiten der Tikra-Subdomäne zu charnockitisch-granitischen Einheiten der Rengali-Subdomäne wird in der statistisch „weiche“ Verteilung der Linearen (vgl. Abb. 4-9 – Abb. 4-10) deutlich. Die Ausbildung der Maxima in N-S und NE-SW Richtung ist jedoch analog zur Tikra-Domäne nachweisbar (Anl. 11.2.3 bis 11.2.6).

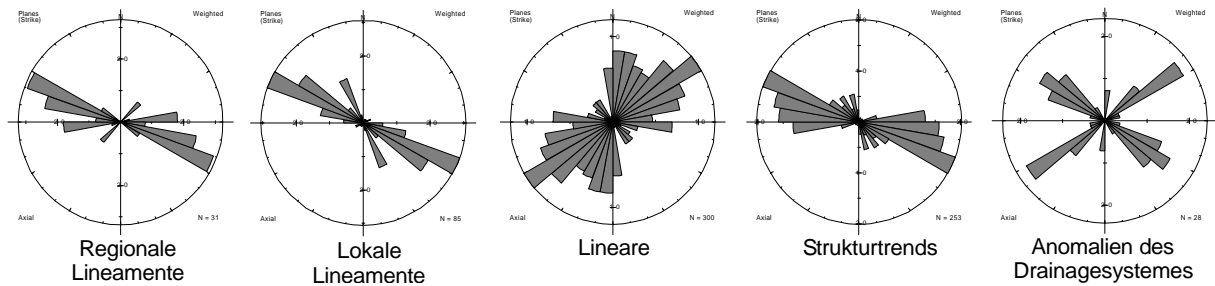


Abbildung 4-10: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Rengali-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

?? Die Malagyiri-Subdomäne bildet am Ostrand der Assemblage zum Singhbhum-Kraton eine komplexe Einheit schwach metamorpher Metasedimente, die sich in der angrenzenden Akul-Störung (Dhineshwar Störung – SARKAR ET AL., 1990c) in polyphasen Großfaltenstrukturen verfolgen läßt. Die strukturelle Interpretation dieser Subdomäne war Gegenstand detaillierter Untersuchungen von sowohl SARKAR ET AL. (1990c) als auch NASH ET AL. (1996).

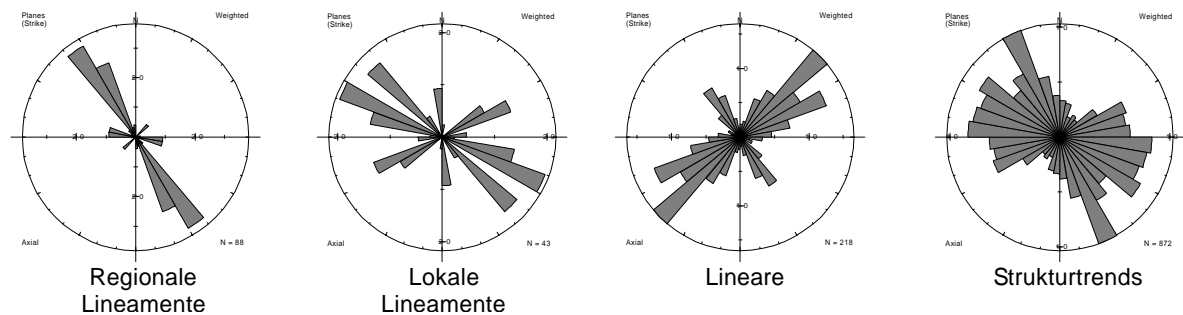


Abbildung 4-11: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Strukturtrends) für die Malagyiri-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Die WNW-ESE Trends der hochmetamorphen Rengali-Domäne terminieren im Bereich der Malagyiri-Domäne (Abb. 4-11). Die Grenze spiegelt sich nicht im Verlauf eines Lineamentes wider. Die morphologische Ausbildung der Oberflächenstrukturen und der Haupttrend lenken die Einheiten der Subdomäne aus der WNW-ESE in die NNW-SSE der Akul-Störung ein (Abb. 4-11). Die Richtungsverteilung der Lineare und Lineamente wird durch NW-SE Richtung des Akul-Lineamentes beeinflusst. Tektonische Richtungen der angrenzenden Domänen sind nur noch untergeordnet (lokale Lineamente – Abb. 4-11) nachweisbar (Anl. 11.2.3 bis 11.2.6)

?? Westlich an die Rairakhol-Samal-Störung schließt sich das Riamal-Rengali Massiv (SARKAR ET AL., 1998) an, daß eine zusammenhängende, homogene, intern schwach differenzierte Basamenteinheit bildet. Sie wird allseitig von regionalen Lineamenten abgegrenzt. Der generelle, morphologische Trend, der sowohl aus der Vorzugsorientierung von Tälern und Höhenrücken als auch durch parallelverlaufende, tonale und texturale Differenzierung (lithologischer Lagenbau) ersichtlich ist, folgt dem Haupttrend der NOBF in WNW-ESE Richtung (Abb. 4-12).

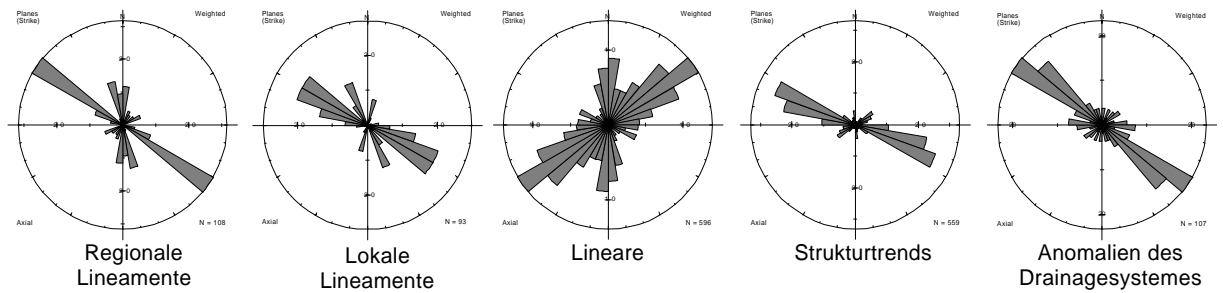


Abbildung 4-12: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Strukturtrends) für die Riamal-Rengali-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Im Bereich des Rairakhol-Samal-Lineamentes biegt der morphologische Trend in die NE-SW (sichtbar als Nebenmaximum) Störungsrichtung ein. Insbesondere für regionale Lineamente ist neben der dominierenden WNW-ESE Richtung analog zur Deogarh-Domäne und vorallem dem Bhandara-Kraton eine N-S Richtung als Nebenmaximum nachweisbar (Anl. 11.2.3). Angrenzend an die Rairakhol-Samal-Störung ist eine Zunahme der Dichte von Linearen (Abb. 4-12, Anl. 11.1.1, 11.1.3) zu beobachten. Die Südbegrenzung wird durch markante Geländekanten gebildet und zeichnet die Verlängerung der NOBF nach.

?? Die Deogarh-Subdomäne schließt sich im Norden an die Rengali- bzw. Riamal-Rengali-Domäne an. In der morphologischen Ausbildung wird dieser Bereich durch langgezogene, WNW-ESE streichende Höhenrücken (Strukturtrends – Abb. 4-13) gekennzeichnet.

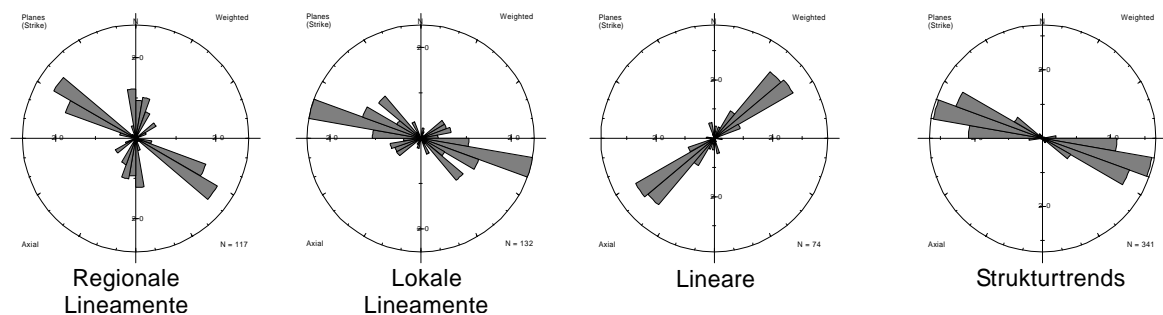


Abbildung 4-13: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Strukturtrends) für die Deogarh-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Die Deogarh-Domäne weist hinsichtlich der strukturellen Elemente (Faltenstrukturen, Lagenbau) und der petrologischen Ausbildung (Quarzite, Glimmerschiefer, Metabasite) deutliche Analogien zur Tikra-Subdomäne auf .

4.4.3 Singhbhum-Kraton

Krusteneinheiten des Singhbhum-Kratons wurden im Rahmen der strukturellen Interpretation nur peripher betrachtet. Nur im Bereich der Sukinda Thrust und im Umfeld von Jarsunguda existieren direkte Grenzbeziehungen zu den Gondwana-Becken.

Im Satellitenbild (Anl. 11.1.1) sind die dominierenden lithologischen Einheiten des Singhbhum-Kratons sowohl durch unterschiedliche spektrale Eigenschaften als auch der Oberflächentextur/-struktur differenzierbar.

- Metapelitische Einheiten, wie auch nichtmetamorphe Einheiten der BIF bilden bewaldete, stark strukturierte Höhenzüge, wobei sich die BIF (s.str.) durch eine spezielle multispektrale Signatur abhebt.
- In die BIF eingelagerte Metavulkanite bzw. angrenzende metamorphe Komplexe bilden sich als flache, wenig strukturierte Ebenen ab.
- Granitintrusionen stellen infolge Regolithbildung weitgespannte Ebenen dar.
- Doleritintrusionen der Newer Dolerite Dykes sind als schmale Höhenzüge mit stärker ausgeprägter Vegetation kartierbar.

Der Verlauf der Akul Fault markiert die Grenze zwischen dem Bereich der Rengali/Tikra-Domäne im SW und dem Singhbhum-Kraton im NE. An diesem Lineament endet der WNW-ESE Trend der Rengali-/Tikra-Domäne gegen den umlaufenden Trend des Singhbhum-Kratons und markiert somit eine deutliche tektonische Grenze.

Eine Interpretation des vorhandenen Datenmaterials, besonders unter dem Aspekt der Verwendung von multisensorialen Satellitendaten (LANDSAT TM, IRS 1C, RADARSAT), wurde im Rahmen einer Diplomarbeit von ROHRMOSER (1999) unternommen.

4.4.4 Bhandara-Kraton

Basementeinheiten des Bhandara-Kratons grenzen an das Mahanadi-Rift in zwei Bereichen an. Ein Verbreitungsbereich (Sambalpur-Domäne) befindet sich südöstlich von Sambalpur zwischen den Sedimenten des Chattisgarh-Beckens im Westen und der Überschiebungsfront des EGMB im Osten. Zwischen der Nordrandstörung des Chattisgarh-Beckens, nördlich von Raigarh, und der Südrandstörung des Mahanadi-Beckens ist eine weitere schmale Basementzone (Raigarh-Domäne) aufgeschlossen (Anl. 11.1.4, 11.1.5). Die lithologischen Einheiten des Bhandara-Kratons bilden keine markante Morphologie aus. Sie werden vorwiegend durch flache Ebenen mit vereinzelt auftretenden schmalen Quarzitrücken charakterisiert. Somit besteht ein markanter Morphologiekontrast zwischen den Positivstrukturen des EGMB sowie den Ebenen des Bhandara-Kratons einerseits und der Schichtstufenlandschaft der unteren Chattisgarh-Sedimentfolgen andererseits (Anl. 11.1.1). Eine interne Strukturierung spiegelt sich ausschließlich in Anomalien des Entwässerungssystems und schwach ausgebildeten, schmalen Höhenrücken (Quarzgänge, basische Gänge, reliktsche Sedimenteeinheiten des Chattisgarh-Systems) wider. Ein lithologischer Trend innerhalb des Basements ist nicht erkennbar. Die wenigen Festgesteinsaufschlüsse des granitischen Basements sind zumeist unstrukturiert.

- ?? Die Lineamente im Bereich der Sambalpur-Domäne streichen überwiegend NNW-SSE bis NW-SE. Sie bilden die Fortsetzung der Lineamente aus dem Chattisgarh-Becken. Die Orientierung der Quarzgänge und basischen Gänge folgt dem Generalstreichen der Lineamente des Chattisgarh-Beckens. Die strukturellen Trends des EGMB setzen sich im südlichen Bereich der Sambalpur-Domäne nicht fort. Im Bereich südöstlich von Sambalpur befindet sich ein morphologischer Komplex, der durch seine Oberflächentexturen Analogien zu den charnockitischen Einheiten des EGMB erkennen läßt. Im Raum Sambalpur biegen die NNW-SSE Lineamente des Chattisgarh-Beckens in ein NW-SE- bis N-S-Streichen (Abb. 4-14) ein. Dieser Trend verläuft parallel zum dem der NOBF und bildet deren westliche Fortsetzung. Die Nordbegrenzung zum Singhbhum-Kraton bzw. dem CGGK markieren NW-SE streichende Höhenrücken mit deutlichem lithostrukturellen Trend (Abb. 4-14).
- ?? Der Basementbereich nördlich von Raigarh (Raigarh-Domäne) zeigt im Vergleich zu den Einheiten südlich von Sambalpur eine abweichende Internstruktur. Neben Höhenrücken, die parallel zur Südrandstörung des Mahanadi-Beckens verlaufen und reliktsche Chattisgarh-Sedimente (Bildtafel VI/Bild 4) darstellen, treten Internstrukturen in Form von weiteren Höhenrücken (Quarzitgänge) mit einem NW-SE bis E-W Trend auf (Abb. 4-14). Diese Höhenrücken heben sich durch die Wald- bzw. Buschbedeckung von den Ebenen mit geringer Vegetation deutlich ab. Die morphologischen Verhältnisse verdeutlicht eine Perspektivdarstellung in Anlage 11.1.5. Die Höhenrücken setzen sich in lineamentären Anomalien des Entwässerungs-systems fort.

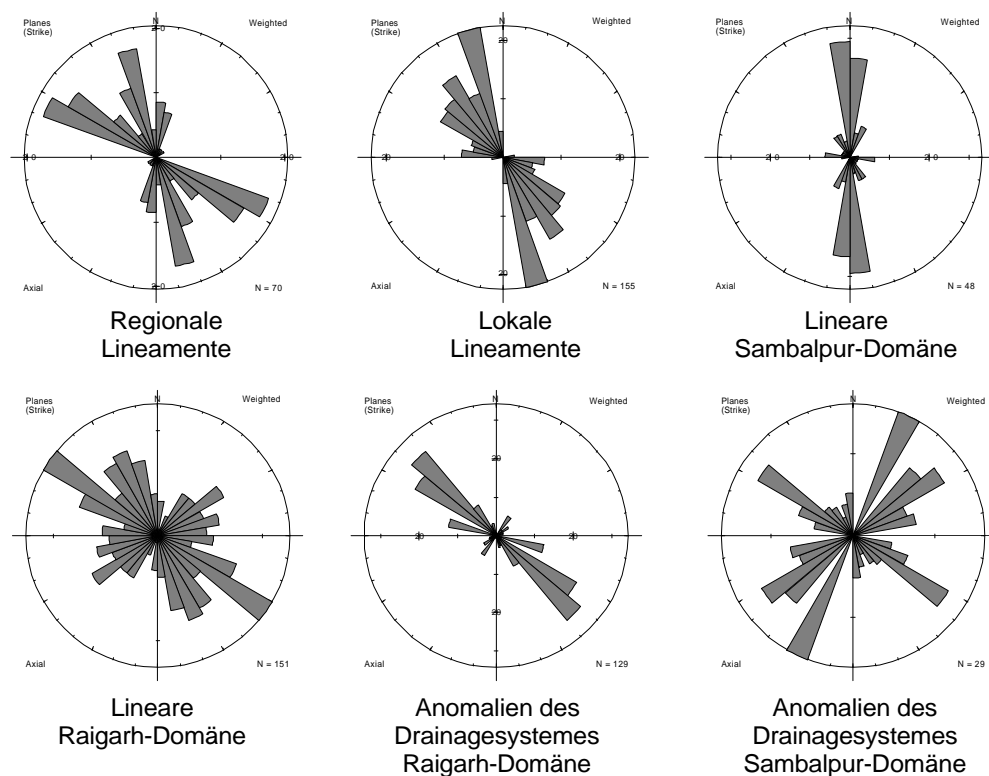


Abbildung 4-14: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems) für den Bereich des Bhandara-Kraton (Sambalpur-Domäne + Raigarh-Domäne, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Das Entwässerungssystem ist in beiden Teilgebieten unterschiedlich ausgebildet. Für die Sambalpur-Domäne bildet der entlang der Überschiebungsfront verlaufende Mahanadi die Hauptentwässerung. Der

Verlauf der Zuflüsse korreliert nur in der kleinmaßstäblichen Auswertung ($> 1 : 200.000$) mit dem Verlauf regionaler Lineamente. In großmaßstäblicher Analyse zeigt sich ein ausgeprägt dendritisches Entwässerungssystem mit einer SE-Hauptfließrichtung.

Die Entwässerung des Raigarh-Blockes erfolgt in Richtung Südost durch den Hirakud-Staudamm. Der Verlauf der Flußsysteme ist deutlich strukturkontrolliert, wobei im Bereich der Südrandstörung des Gondwana-Beckens ausgeprägte Flußanomalien in NW-SE Richtung auftreten. Innerhalb des Basement-bereiches dominieren NE-SW, E-W bis NW-SE orientierte Flußanomalien (Abb. 4-14).

4.4.5 Chattisgarh-Becken

Entsprechend der lithofaziellen Zweiteilung der Sedimente des Chattisgarh-Beckens in Raipur Group mit pelitisch-karbonatischen Ablagerungen und Chandrapur-Singhara Group mit vorwiegend klastischen Ablagerungen (MURTI, 1987; DAS ET AL., 1992) heben sich die Chandrapur-Singhara-Einheiten als bewaldete markante Höhenzüge bzw. Schichtstufen ab. Die oberen Einheiten der Raipur Group bilden kaum strukturierte Ebenen (Anl. 11.1.1).

Die basalen Einheiten streichen vorwiegend an der Umrandung des Ablagerungsraumes aus. Die Nordbegrenzung des Chattisgarh-Beckens verläuft störungsgebunden entlang von regionalen Lineamenten. Der südöstliche Beckenrand kann durch eine ausgeprägte Schichtstufenmorphologie (flaches Schichteinfallen) mit einer Einfallrichtung nach W bis WNW sehr gut lithofaziell kartiert werden. Die südliche bis östliche Umrandung wird durch diskordant auf dem Basement des Bhandara-Kratons aufliegende Sedimente gebildet (Anl. 11.2.1).

Außerhalb der Beckengrenzen sind vereinzelte Relikte klastischer Chattisgarh-Sedimente als Höhenrücken innerhalb des Bhandara-Kratons kartierbar, deren Position an Lineamente gebunden ist.

Regionale Lineamente markieren mit einem NE-SW-Streichen die Abgrenzung nach Norden, biegen jedoch innerhalb des Beckens in die NNW-SSE bis N-S Richtung (Abb. 4-15) ein. Innerhalb der Raipur Group ist eine Horststruktur unterer Chattisgarh-Einheiten mit einer Begrenzung durch N-S Lineamente erkennbar (Anl. 11.2.1).

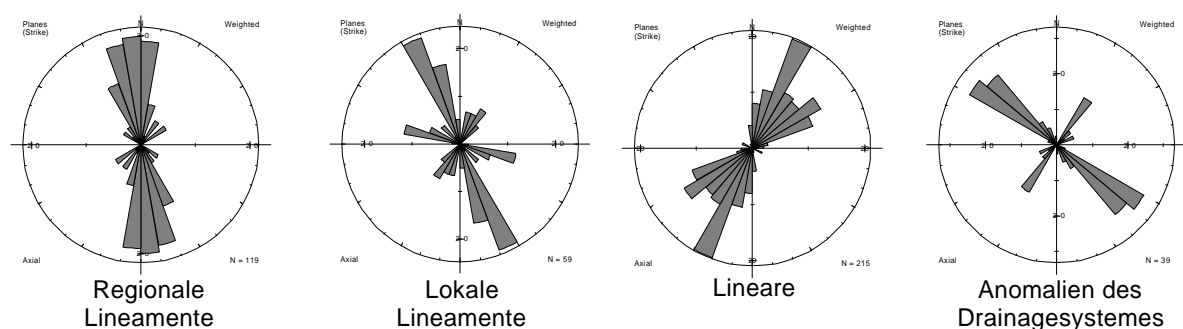


Abbildung 4-15: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab $1 : 450.000$ (regionale, lokale Lineamente) und $1 : 100.000$ (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems) für den NE-Rand des Chattisgarh-Beckens, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Die Raumlage der regionalen Lineamente sowie der Nordrandstörung lassen sich durch Anomalien im Entwässerungssystem auch innerhalb der Raipur Group weiter verfolgen (Abb. 4-15). Durch sichtbare

Versatzbeträge entlang der Ostgrenze des Chattisgarh-Beckens für die regionalen Lineamente kann eine dextrale Bewegungskomponente sowie eine vertikale Bewegungskomponente (Blocktektonik) abgeleitet werden (vgl. Blockbild in Anl. 11.1.5).

Der für die strukturelle Interpretation der Gondwanabecken maßgebliche Nordrand wird durch den Einfluß der Hauptstörung mit komplizierten Internstrukturen charakterisiert. Innerhalb der Höhenrücken ist die steilstehende Schichtung als Morphologietrend parallel zur Randstörung zu verfolgen. Die Morphologie des Nordrandes weicht signifikant von der des Ostrandes ab. Westlich von Raigarh sind entlang eines E-W streichenden Lineamentes Zirkularstrukturen innerhalb des Quarzitkomplexes erkennbar, während an der SW-Beckenseite ein Schichteinfallen nach SW und an der Gondwanaseite ein Schichteinfallen nach NE abgeleitet werden kann.

4.4.6 Sedimentbecken des Gondwana-Systems

Die Gondwanaablagerungen sind im Bereich des Mahanadi-Riftes in drei Teilbecken, das Talchir-Becken, das Mahanadi-Becken und das Athgarh-Becken, gegliedert. Außerhalb der Teilbecken treten störungsgebunden weitere Subbecken (Phulbani-Becken, Sedimente entlang des Mahanadi, Sedimente westlich Raigarh, etc.) mit Gondwana-Sedimenten auf. Durch das differenzierte Verwitterungsverhalten und die unterschiedliche vegetative Bedeckung der Gondwanasedimente ist teilweise eine lithologische Abgrenzung möglich. Die Lage der Teilbecken auf unterschiedlichen Basamenteinheiten und deren differenzierter strukturelle Widerspiegelung macht eine getrennte Beschreibung der Satellitenbildinterpretation für die jeweiligen Teilbecken notwendig. Eine Interpretation des mit der Szene TM 142/44 überdeckten Teilstückes des Narmanda-Son-Riftes wurde aus Zeitgründen nicht durchgeführt.

Talchir-Becken

Das Talchir-Becken (Abb. 4-3, 4-26) befindet sich im Basementbereich der Angul-Domäne. Es wird im Süden, Westen und Norden von Störungen begrenzt, die sich im Satellitenbild als regionale Lineamente erscheinen. Die NOBF bildet hierbei die Nordrandstörung (Bildtafel VI/Bild 5), das Rairakhol-Samal-Lineament die Westgrenze und das Lingra-Lineament die Südgrenze. Während im Bereich der Westgrenze eine Differenzierung der lithologisch kompetenten Kamthi-Formation vom Basement über die Morphologie möglich ist, konnte im Ostbereich durch den Oberflächenanschnitt von tonig-schluffigen Talchir-Sedimenten nur teilweise eine spektrale wie auch morphologische Abgrenzung (Anl. 11.1.1, Anl. 11.1.2) durchgeführt werden.

Die Morphologie von Sedimenten der Damuda- und der Kamthi-Gruppe im Talchir-Beckens ist sehr unterschiedlich ausgebildet und spiegelt im Gegensatz zum Basement sowohl deutlich die lithologische Ausbildung der jeweiligen Formationen als auch den Verlauf von Störungen wider (Anl. 11.1.1).

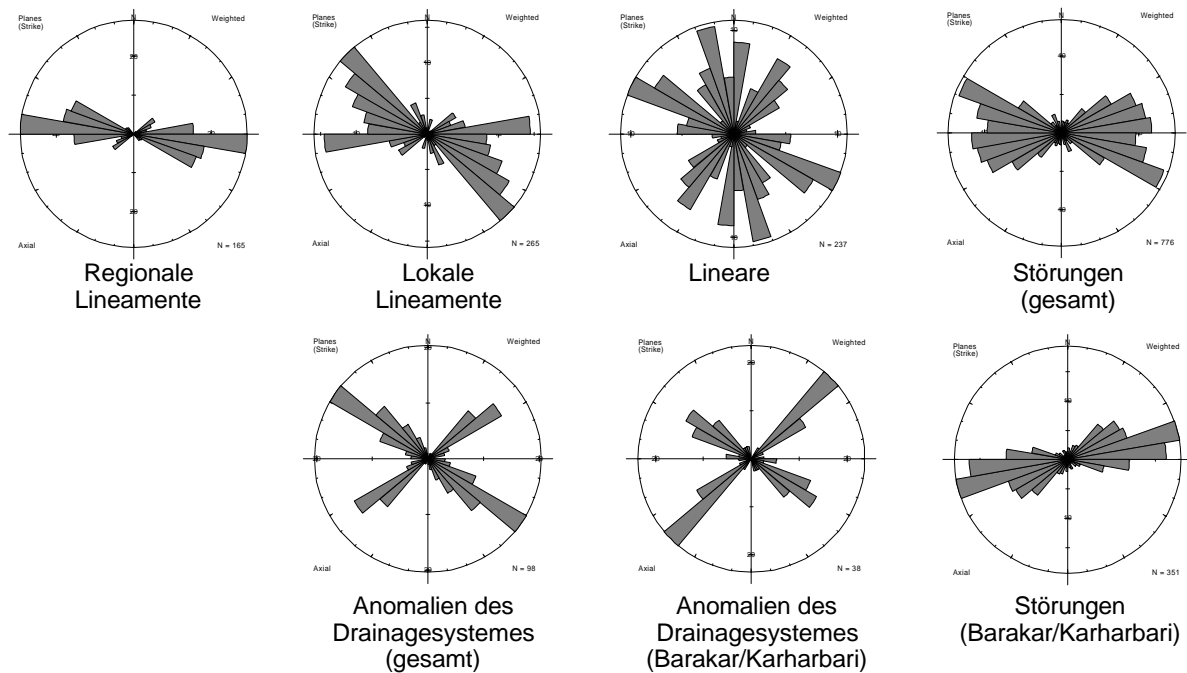


Abbildung 4-16: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Störungen aus der geologische Karte) für das Talchir-Becken, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Es lassen sich zwei Subdomänen unterscheiden, deren Zuordnung zu stratigrafischen Einheiten über den Kartenvergleich möglich ist.

- ?? Der Anschnitt von Gondwanasedimenten der Damuda-Gruppe (Talchir, Karharbari, Barakar – hoher Anteil bindiger Sedimente) wird durch überwiegend flache Ebenen mit geringer morphologischer Differenzierung charakterisiert. Die Aufschlüsse der Steinkohlenflöze in den Tagebauen einschließlich der Transportwege (Fördersysteme, Straßen) nördlich von Angul sind durch die spektrale Signatur der Steinkohle deutlich erkennbar. Lineare treten als lokale Anomalien des Entwässerungssystems, Texturmuster in der Vegetation sowie kleindimensionale, spektrale Differenzierungen auf. In der kleinmaßstäblichen Interpretation sind E-W Lineamente identifizierbar. Diese Lineamente werden durch NE-SW, ESE-WSW bzw. NNE-SSW streichende Lineare (Abb. 4-16) geschnitten und teilweise versetzt. Im Bereich der NOBF, östlich von Samal, ist ein dextraler Versatz der NOBF an einem NE-SW Lineament erkennbar. Parallelstrukturen zur NOBF treten innerhalb dieser Subdomäne nur untergeordnet auf.
- ?? An der Westbegrenzung, die einem ESE-WSW bzw. einem WNW-ESE Lineament folgt, steigt die Morphologie über eine Geländestufe auf ein höheres Plateau zu den Kamthi-Einheiten auf. Diese Lineamente enden an der NOBF im Norden sowie Südrandstörung des Talchirbeckens im Süden. Die Grenzziehung zum Basement ist besonders an der Ostbegrenzung gegen die Laterit- bzw. Schwemmlehmflächen des Basements nur unvollkommen möglich. Die südliche und nördliche Begrenzung ist mittels einer Unterscheidung von Talchir-Sedimenten (gering bewachsene Ebenen mit Böden, die sich durch geringe Eisengehalte auszeichnen) und Karharbari-/Barakar-Sedimenten (stärkere Vegetation mit typischem Koniferenbuschbewuchs, eisenhaltige Böden) abschnittsweise möglich. Mit den angewandten digitalen Verfahren war eine durchgehende Differenzierung über spektrale wie auch textuelle Verfahren nicht zufriedenstellend möglich.

Das Entwässerungssystem ist überwiegend dendritisch aufgebaut. Innerhalb der Ebenen haben sich teilweise mäandrierende Strukturen ausgebildet. Das Entwässerungssystem 3. Ordnung, welches in den Tikra-Fluß sowie den Brahmani entwässert, spiegelt die Lineare und Lineamente als Anomalien im Flußverlauf wider.

- ?? Die Kamthi- (Raniganj) und Supra-Panchet-Einheiten heben sich signifikant durch die Morphologie (Schichtstufenlandschaft) und eine nahezu vollständige Waldbedeckung von denen der Damuda-Einheiten ab (Bildtafel VI/Bild 5, Anl. 11.1.1, 2). Die südliche Abgrenzung zum Basement der EGMB wird durch ein markantes Lineament gebildet. Innerhalb der Subdomäne dominieren NE-SW bzw. WNW-ESE Lineare (Abb. 4-16) bzw. Lineamente. E-W streichende Strukturrichtungen sind im Gegensatz zu den Damuda-Sedimenten nur untergeordnet ausgebildet. Ein ESE-WNW streichendes Lineament gliedert den Bereich in einen Nord- bzw. einen Südabschnitt. Das nahezu ebene Plateau der Gondwanasedimente fällt im Süd- und Nordteil in Richtung NOBF mit $< 5^\circ$ Neigungswinkel ein.

Die Verteilungsmaxima von Anomalien des Entwässerungssystems zeichnen Hauptstrukturrichtungen in sowohl NE-SW- als auch WNW-ESE Richtung nach (Abb. 4-16, Anl. 11.2.3 bis 11.2.6). Die Westbegrenzung wird durch das Rairakhol-Samal-Lineament gebildet. In die Kamthi-Einheiten ist ausgehend vom Rairakhol-Samal-Lineament ein dreieckförmiger Basementbereich eingeschnitten, der allseitig von Lineamenten begrenzt wird. Im weiteren Verlauf der NOBF, westlich dem Rairakhol-Samal-Lineament ist ein schmaler, als Ebene ausgebildeter Streifen von Talchirsedimenten erhalten.

Im Gegensatz zum Entwässerungssystem des Basements hat sich ein stark verzweigtes Entwässerungssystem ausgebildet. Die Morphologie wird durch eine Schichtstufenlandschaft („flat irons“) mit einem strukturkontrollierten, tief eingeschnittenen Entwässerungssystem gekennzeichnet. Insbesondere entlang der Südrandstörung ist ein strukturgebundener Übergang von einem subsequenten Entwässerungssystem (Richtung Tikra Fluß) zu einem obsequenten Entwässerungssystem in Richtung Mahanadi erkennbar.

Mahanadi-Becken

Das Mahanadi-Becken erstreckt sich von der Linie Sambalpur-Jarsinguda im SE bis zum Damodar-Becken mit dem Narmada Son Megalineament im NW. Die südwestliche Begrenzung wird durch die Verlängerung der NOBF als Megalineament gebildet (Anl. 11.1.1). Zum CGGK besteht keine scharf definierte Grenze. Deren Verlauf ist nur teilweise über morphologische Analogieschlüsse erkennbar. Am Beckenrand, nördlich von Sambalpur, heben sich die aufgeschlossenen Steinkohleflöze des Ib-River-Kohlenbeckens durch ihre spektrale Signatur (Maximum im Kanal 7, Anl. 11.1.1) deutlich ab. Grundsätzlich ist im Bereich des Mahanadi-Beckens ein vergleichbares Strukturmuster wie im Talchir-Becken identifizierbar. Resultierend aus der Morphologie, Vegetation, spektraler Signatur und Entwässerungssystem sind drei Bereiche unterscheidbar:

- Einheiten ohne morphologische Erhebungen, geringe bis mittlere Vegetation, dendritisches Entwässerungssystem – Talchir-, Karharbari- und Barakar-Formation sowie Barren Measures,
- Bereiche mit flacher Morphologie bei dichter bis sehr dichter Vegetation (Wald, Busch) sowie mit einem tiefeingeschnittenen und gut ausgebildeten Entwässerungssystem werden durch Sedimente der Raniganj-Formation eingenommen,
- Einheiten mit markantem Schichtstufencharakter („flat-irons“) und vollständige Waldbedeckung werden der Panchet-Formation zugeordnet.

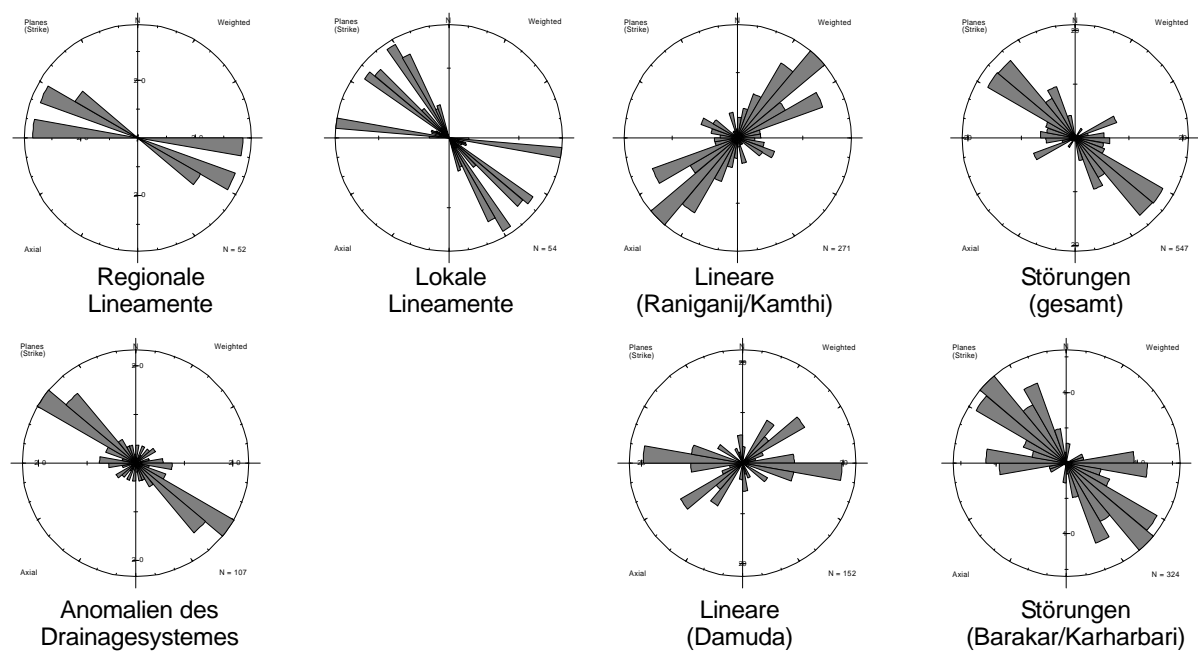


Abbildung 4-17: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare, Anomalien des Entwässerungssystems, Störungen aus der geologische Karte) für das Mahanadi-Becken (Bereich Ib-River Kohlenfeld, Mand-Raigarh-Kohlenfeld, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Im Gegensatz zum Talchir-Becken befindet sich die Hauptstörung am Südrand des Beckens. Der Internbau der Störung als ein System von parallelen Hauptstörungen und in flachem Winkel abzweigenden Teilstörungen ist durch den Anschnitt von Talchirrelikten zwischen Basement bzw. Chattisgarh-Sedimenten und Raniganij-Einheiten erkennbar. Die Ausbildung der NOBF als negatives Strukturelement und die parallelen bzw. im flachen Winkel abzweigenden Teilstörungen deuten auf „strike-slip“-Bewegungskomponenten hin (Anl. 11.1.4, 11.1.5). Das allgemeine Strukturinventar ist mit dem des Talchir-Beckens grundsätzlich vergleichbar (Abb. 4-16, 4-17, Anl. 11.2.3 – 11.2.6).

Die Störungsgrenze zwischen den Raniganij- und Panchet-Sedimenten ist aus alternierenden Teillineamenten (diskrete Maxima mit E-W- bzw. NNW-SSE-Streichen – Abb. 4-17) aufgebaut (multidirectional fault – BERGER, 1998). Dies deutet auf überwiegend vertikale Bewegungskomponenten hin. Im Bereich des Ib-River Teilbeckens werden kohleführende Barakar-Sedimente durch eine Dominanz von E-W Linearen (Abb. 4-17) gekennzeichnet, die, vergleichbar mit dem Talchir-Becken, in den oberen Gondwanaformationen auslaufen (Anl. 11.2.1).

Das Entwässerungssystem ist besonders in den oberen Gondwanaformationen (Raniganij, Panchet) stark verzweigt ausgebildet. Entsprechend dem Charakter der Schichtstufenlandschaft sind eine subsequeute und obsequeute Ausbildung des Entwässerungssystems sichtbar (Anl. 11.1.4). Das Entwässerungssystem, speziell der oberen Gondwanaformationen, wird durch vorwiegend NW-SE streichende Anomalien (Abb. 4-17) der Flußsysteme gekennzeichnet.

Sedimentbecken außerhalb der Hauptbecken

Außerhalb der zwei Hauptbecken (Talchir-Becken; Mahanadi-Becken) sind nahe der Stadt Phulbani Relikte zweier Sedimentbecken erhalten (Anl. 11.2.1). Sie heben sich durch abweichende Erosionsformen, Texturmuster und Vegetation vom Basement deutlich ab. Beide Teilbecken sind strukturell an das Ranipathr-Lineament (CHETTY, 1995) bzw. einer F2-Synform gebunden. In den Teilbecken sind hinsichtlich von Morphologie vs. Lithologie analoge Differenzierungen wie in den Großbecken möglich. Entsprechend dem Charakter der Morphologie und der Oberflächentextur können sedimentäre Formationen zumindest bis zur unteren Kamthstufe angenommen werden. Veröffentlichungen über die stratigrafische Einordnung liegen nicht vor. Das strukturelle Inventar der Becken wird im Gegensatz zu denen der Großbecken durch vorgezeichnete Basementstrukturen dominiert.

Am Ufer des Mahanadi im Bereich des Sonnepur-Granites weisen typische Vegetationsmuster auf Gondwanarelikte hin, die nach Aussagen von Prof. Mahalik (Utkal University Bhubaneshwar) der Talchirstufe zugeordnet werden. Systematische Arbeiten existieren weder über die Sedimentbecken im Umfeld von Phulbani noch über Relikte entlang des Mahanadi.

Athgarh-Becken

Sedimente der Athgarhstufe (Jura – Kreide) sind im Bereich des Mahanadi-Riftes ausschließlich in einem begrenzten Gebiet nördlich von Sambalpur aufgeschlossen. Die Sedimente treten im Satellitenbild einerseits als schwach gegliederte Schichtstufenlandschaft bzw. als Bereiche mit abweichender spektraler Signatur (Dominanz von Kanal 7) von Lateritflächen (Bildtafel VI/Bild 3) auf. Die Position des Sedimentbeckens wird sowohl durch NE-SW- als auch durch NW-SE-Lineamente kontrolliert. Die Strukturtrends im angrenzenden Basement verlaufen überwiegend mit NW-SE Orientierung (Abb. 4-18). Die NE-Begrenzung des Athgarh-Beckens folgt der Verlängerung des Thakurgarh-Hindol-Lineamentes, welches zudem den Verlauf des Mahanadi kontrolliert. Die Verlängerung des Mahanadi-Lineamentes markiert die SW-Begrenzung des Athgarh-Beckens (Anl. 11.1.1; Anl. 11.2.1).

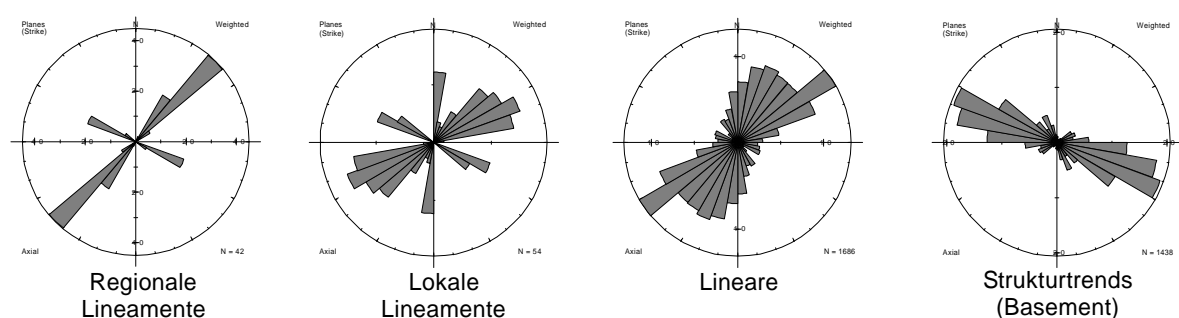


Abbildung 4-18: Zusammenstellung der statistischen Auswertung der Satellitenbildinterpretation im Maßstab 1 : 450.000 (regionale, lokale Lineamente) und 1 : 100.000 (Lineare) für das Athgarh-Becken, Darstellung (gewichtet) als Richtungsrosen (10°)

Intern wird das Athgarh-Becken durch ein regionales, NE-SW streichendes Lineament gegliedert, welches sich in seinem Verlauf bis nördlich von Cuttack verfolgen läßt. Lokale Lineamente in NE-SW bzw. NW-SE Richtung bilden weitere Internstrukturen ab. Die statistische Auswertung der Lineamentstrukturen spiegelt diesen Trend deutlich wider (Abb. 4-18, Anl. 11.2.3 – 11.2.5).

4.5 Die struktureologische Entwicklung im Bereich des Mahanadi-Riftes

4.5.1 Allgemeines und Methodik

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der Satellitenbildinterpretation mit den Resultaten der Feldtraversen verifiziert. Schwerpunkt der Betrachtung liegt auf der Charakteristik von Strukturen, die für die Anlage und die Entwicklung des Mahanadi-Riftes maßgeblich sein können. Durch die polyphase Strukturentwicklung vom Mesoproterozoikum bis zum Mesozoikum ist es einerseits notwendig, die zeitlich unterschiedliche Aktivität der einzelnen Strukturtrends zu differenzieren und andererseits duktile von bruchhaften Strukturentwicklungen zu unterscheiden.

Der Anspruch auf eine vollständige Bearbeitung des Gesamtgebietes kann trotz ca. 12.000 km an Feldtraversen nicht erhoben werden. Die Angaben zu den 407 Aufschlüssen beider Geländeaufenthalte sind in Anl. 11.4.1 und 11.4.2 sowie der Anl. 11.2.1 enthalten. Diese nachfolgende struktureologische Beschreibung der Großeinheiten und Domänen bildet den Rahmen für die geochemischen und geochronologischen Untersuchungen. Eine Aufstellung der für Laboruntersuchung entnommenen Proben enthält Anlage 11.4.3 – 11.4.5. Die für die Satellitenbildinterpretation gewählte Gliederung wird beibehalten.

Schwerpunkt der geologischen Feldtraversen ist der Bereich des EGMB nördlich des Mahanadi-Flusses und der Südrandstörung des Mahanadi-Beckens gegen den Bhandara-Kraton. Ziel der Felduntersuchungen war es, die markanten Lineamente bzw. Strukturen aus der Satellitenbildinterpretation durch „ground truth“ zu verifizieren. Einen großen Zeitanteil nahmen zudem die Suche von basischen Gängen im Basement und die Probenahme für die Fission Track Analyse ein.

4.5.2 Eastern Ghats Mobile Belt (EGMB)

4.5.2.1 Angul-Domäne

Die Angul-Domäne ist durch granulitfazielle Gesteine mit polyphaser Gefügeentwicklung gekennzeichnet. Die Beschreibung der lithologischen Einheiten, ihrer morphologischen Erscheinung bzw. des strukturellen Internbaus stützt sich neben den Aussagen der Feldtraversen auf veröffentlichte Arbeiten von SAHU (1976); DASH (1976); HALDEN ET AL. (1982); PARK & DASH (1984); AFTALION ET AL. (1988); PANDA & PATRA (1992); BOWES & DASH (1992); PANDA ET AL. (1993); BHATTACHARYA ET AL. (1994); MAHALIK (1996) und RAMAKRISHNAN ET AL. (1998).

Lithologie

Der lithologische Aufbau der Angul-Domäne ist vorwiegend durch Orthometamorphite gekennzeichnet. Im Umfeld von Angul dominieren Migmatite, Bändergneise, Augengneise, Leptynite und basische Granulite, deren Struktur und duktile Entwicklung von HALDEN ET AL. (1982), AFTALION (1988) bzw. BOWES & DASH (1994) beschrieben wurden. Die oft verwendeten Begriffe Charnockit, Khondalit und Leptynit umfassen eine extreme Vielfalt lithologischer Ausbildungen (BANERJI, 1982; DASH ET AL., 1987; PARK & DASH, 1984; BRAUN ET AL., 1996) und bezeichnen unter struktureologischen Gesichtspunkten teilweise sehr unterschiedliche Gesteinsassoziationen.

Nach lithologischen Gesichtspunkten können die metamorphen Einheiten in folgende Komplexe gegliedert werden (RAMAKRISHNAN ET AL., 1998):

- Migmatischer Komplex,
 - ?? Quarz-Feldspat-(Granat)-Gneise („Leptynite“)
 - ?? Migmatite
 - ?? Metabasite
- Granitischer Komplex,
 - ?? Porphyritische Granite („megacrystic granites“)
 - ?? Augengneise
 - ?? Charnockitische Gneise
- Metapelitischer Komplex,
 - ?? Bändergneise (calc silicate granulites)
 - ?? Kalkalkalische Granulite
 - ?? Khondalite (Quarz-Feldspat-Granat-Sillimanit Gneis)
 - ?? Quarz-Feldspat-Gneise
 - ?? Quarzite

Eine Migmatitzone zieht sich in der Verlängerung des Ligara-Flusses bzw. an der Südrandstörung des Talchir-Beckens weiter bis zum Rairakhol-Samal-Lineament hin und zeichnet das Lingra-Lineament nach. Die Migmatite sind durch einen ausgeprägt leukokraten und melanokraten metamorphen Lagenbau gekennzeichnet (Bildtafel I/Bild 1). Innerhalb der Sequenz treten Boudins von Metabasiten (Pyroxengneise) als Scherkörper auf (Bildtafel I/Bild 5). Mit Ausnahme flacher Erhebungen von Augengneisen bzw. basischen Granuliten treten diese morphologisch nicht in Erscheinung. Südlich von Angul sind Leptynite (Quarz-Feldspat-Gneis) aufgeschlossen, die in einer Reihe von Tagebauen als Baumaterial bzw. Naturstein gewonnen werden.

Östlich von Angul gehen die leptynitisch/granitischen Gneise zunehmend in khondalitische Gneise über, die nördlich von Hindol mit steilaufragenden Höhenrücken und umlaufendem Streichen eine Granit-intrusion umrahmen.

Westlich von Angul ragen charnockitische Gneise, die durch eine extrem feinkörnige Ausbildung die mylonitische Foliation nur sehr schwach abbilden, als markante, jedoch wenig strukturierte Höhenrücken aus der Ebene heraus. Westlich davon sind nahezu undeformierte porphyrische Granite (megacrystic granites) mit Kalifeldspatindividuen von bis zu 10cm flächenhaft aufgeschlossen (Bildtafel I/Bild 6). Diese Granitkörper werden durch protomylonitische bis ultramylonitische Zonen geschnitten, die in der Kernzone teilweise in migmatische Strukturen übergehen.

Strukturentwicklung

Das strukturelle Inventar im Bereich der Angul-Domäne war Gegenstand von einzelnen Untersuchungen (HALDEN ET AL. 1982; PARK & DASH 1984, AFTALION 1988). Besonders die Ergebnisse von HALDEN ET AL. (1982) wurden auf andere Bereiche des EGMB oft schematisch übertragen. Schwerpunkt der Untersuchungen lag bislang auf den duktilen Strukturen. Spröde Deformationsereignisse sind zumeist als D_{Late} zusammengefaßt worden.

Im Bereich der nördlichen Angul-Domäne wurden bislang drei duktile Deformationen (HALDEN ET AL., 1982; AFTALION ET AL., 1988; PARK & DASH, 1994) bzw. vier duktile Deformationen (ARCHARYA & DASH, 1984) mesoskopisch unterschieden, wobei nicht geklärt ist, inwieweit diese Deformationen tatsächlich separate tektonische Ereignisse darstellen. In den Feldtraversen wurden umfangreiche Strukturdaten, vor allem im Bereich der Angul-Domäne, erhoben. Eine detaillierte Darstellung, Diskussion und Interpretation aller Felddaten zu den duktilen Gefügeentwicklungen würde jedoch den Rahmen der vorliegenden Arbeit sprengen.

Im Folgenden werden Aspekte der duktilen und vorallem der bruchtektonischen Gefügeentwicklung diskutiert. Ziel der Diskussion ist die Zuordnung von Deformationsetappen zu den jeweiligen Strukturrichtungen.

Der ursprüngliche tektonische Lagenbau (D1 nach HALDEN ET AL., 1982) bildet meist kein eigenständiges Strukturelement. Hinweise auf dessen Existenz sind intrafoliale, wurzellose Falten (F 1), die axial-planar von einer mylonitischen Foliation (S 2) überschert wurden. Jedoch könnte der Lagenbau in Pyroxen-Gneis-Boudins, die als kompetente Körper innerhalb von Migmatiten erhalten sind, den ursprünglichen Lagenbau repräsentieren. Die polyphasen Faltenstrukturen in den Migmatiten, die in HALDEN ET AL. (1982) wie auch in BHATTACHARYA ET AL. (1994) als Produkt verschiedener Deformationsereignisse interpretiert werden, zeigen bei näherer Betrachtung ein systematisch einheitliches Streckungslinear. Dieses Mineralstreckungslinear aus Quarz- und Feldspatleisten sowie linear angeordneten Pyroxenen fällt steil nach N-NE ein. Bei einer Überscherung alter Anisotropieflächen bilden sich Transpositionsgefüge, die im hochduktilen Materialzustand bei progressiver konstruktionaler Verformung ‚shear folds‘ bilden könnten (COBBOLD & QUINQUIS, 1980; PRICE & COSGROVE, 1990). Je nach Anschnitt und Entwicklungsstufe der Faltenstruktur sind hierbei Faltenstrukturen gleichermaßen in xz- wie auch in yz-Richtung des Deformationsellipsoides sichtbar. Dieser Prozeß findet jedoch nur unter definierten rheologischen Bedingungen (geringer Anteil an Schichtsilikaten, hohe Kompetenz) statt. Dies könnte erklären, daß solche Faltenstrukturen speziell an Migmatite oder migmatische Strukturen gebunden sind. Abseits der Migmatitzonen sind in mylonitischen Lagen nur selten Faltenstrukturen nachweisbar. Migmatite sind nach den Ergebnissen der Feldtraversen und im Vergleich zur Satellitenbilddauswertung an diskrete Zonen gebunden, die mit dem Verlauf von regionalen Lineamenten korrelieren. Erklärung für die Neosombildung könnten höhere Deformationsraten und/oder eine erhöhte Fluidaktivität entlang der Lineamente sein. Da eine Migmatitbildung nicht über die gesamte Erstreckung des regionalen Lineamentes nachweisbar war, ist davon auszugehen, daß vorallem die subsequeute Bruchtektonik als morphologische Kontrolle der Lineamente wirksam ist. Dieses Phänomen ist weitestgehend für alle Lineamente typisch. Im Bereich der NOBF verlaufen beispielsweise duktil angelegte Mylonit bzw. Phyllonitzonen ca. 200 – 500 m nordöstlich vom kartierten Verlauf der NOBF.

Außerhalb der migmatischen Zonen ist ein diskreter mylonitischer Lagenbau (S2) nachweisbar. Der mylonitische Lagenbau wird um flacheinfallende Faltenachsen in offene bis isoklinale Faltenstrukturen (F2) deformiert. Post-D2 intrudieren Granite (megacrystic granites) in diese mylonitische Sequenz (Bildtafel I/Bild 6). Die mylonitische Foliation (vgl. Abbildung 4-19 – duktile Foliation) umfließt die Intrusivkörper und bildet offene Faltenstrukturen (F3) mit steileinfallenden Faltenachsen. Dies belegt, daß die Granitintrusion in tiefen Krustenniveaus im Grenzbereich von duktiler/semiduktiler Rheologie erfolgt sein könnte. Im Randbereich der Granitkörper treten Mylonitzonen auf. Die Deformationsabfolge im Bereich der Mylonitzonen verläuft progressiv von undeformiertem Granit über Augengneise bis hin zu Ultramyloniten. Die Mylonitzonen folgen zumeist dem regionalen WNW-ESE Trend.

Postintrusiv intrudierten in einer ersten Phase Aplitgänge (granatführend, z.T. plastisch deformiert) und subsequent Pegmatite (vgl. Abb. 4-19). Frühe Pegmatite sind an Faltenscharniere gebunden, während eine spätere Generation als flacheinfallende Gänge auftritt. Es wurden Muskovitpräparate von zwei Pegmatiten unterschiedlicher Position mit K/Ar datiert (Tab. 4-1). Die K-Ar-Datierung der Muskovite ergab mit 820 ± 37 Ma (2/8b) und 833 ± 27 Ma (1/3/13) nahezu identische Isotopenalter.

Diese Isotopenalter sind unwesentlich jünger als das Rb-Sr-Isotopenalter (Muskovitalter - 854 ± 6 Ma) eines Pegmatites bei Angul von HALDEN ET AL. (1982). Bei Berücksichtigung des Fehlerbereiches können die Datierungen als kotemporär aufgefaßt werden. Die ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierung von Hornblende (vgl. Kapitel 7) mit 849 ± 6 Ma deutet daraufhin, daß die Intrusion unter amphibolitfaziellen Bedingungen stattfand. Unter diesen Milieubedingungen ist die Granatführung in den Aplitgängen plausibel.

Tabelle 4-1: Ergebnisse der K-Ar Gesamtgesteinsanalyse für basische Gänge

Aufschluß	Probe	Beschreibung	Kalium [wt. % K]	rad. Ar [ng/g]	Gewicht [g]	Isotopenalter, Fehler (1?)
30-96	2/8b	Pegmatit in Faltenstruktur, Muskovittafel	8,20	557,8	0,04920	$820,2 \pm 36,9$ Ma
65-96	1/3/13	Pegmatitgang Trend 30° , Muskovittafel	8,02	555,8	0,05495	$832,7 \pm 26,6$ Ma

Analyseparameter: $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_\gamma = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $^{40}\text{Ar}/\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$

Die bei HALDEN ET AL. (1982) unter dem Terminus D_{Late} zusammengefaßten strukturellen Elemente zeigen durch eine polyphase Reaktivierung im Zeitraum von Neoproterozoikum bis Mesozoikum eine spezielle Komplexität. Die Untersuchung von Sprödstrukturen war infolge der klimatischen Bedingungen nur in künstlichen Aufschlüssen (Straßeneinschnitte, Steinbrüche) möglich.

Die Metamorphite, die Granitintrusionen und die Aplit-/Pegmatitgänge werden diskordant von NE-SW streichenden basischen Gängen durchschlagen (Bildtafel IV, Bild 1, 2, 3, 5). In Bezug zur Raumlage der Hauptfoliation und unter Berücksichtigung einer nachgewiesenen Rotation der Hauptfoliation um F_3 kann die Intrusion der basischen Gänge als Post- D_2 (vgl. Kapitel 5.3 –Raumlage des basischen Ganges bei Angul) eingeordnet werden. Bei gleicher struktureller Position wie die Gänge außerhalb der Granite sind die basischen Gänge innerhalb der Granitintrusionen duktil-semiduktil deformiert (Bildtafel IV/Bild 2). Im Dünnschliffbild äußert sich die Beeinflussung in einer vollständigen Amphibolisierung (vgl. Kapitel 5.4). Außerhalb der Granite sind die magmatischen Strukturen (insertale Plagioklasgefüge) der basischen Gänge weitestgehend erhalten geblieben (Diskussion in Kapitel 5.5).

Im Bereich der regionalen Lineamente treten Pseudotachylite als Gänge, Breccienzonen, pull-apart Strukturen und Fiederstrukturen (Kapitel 7) auf. Durch die Pseudotachylite werden alle präexistente Gefüge versetzt (Bildtafel II/Bild 1-6). Die Pseudotachylite reaktivieren als Hauptstrukturebene generell die duktile Hauptfoliation der metamorphen Einheiten und sind mit lokalen Scherzonen assoziiert (Bildtafel II/Bild 3). Im Bereich dieser Scherzonen, die gleichfalls an regionale Lineamente gebunden sind, überprägt ein horizontales Streckungslinear das weitestgehend vertikale D_2 -Streckungslinear. Schersinnindikatoren (asymmetrische Glimmerfische, rotierte Granate) belegen einen dextralen Schersinn. Die Mikrostrukturanalyse zeigt, daß die Scherzonen die hochmetamorphen D_2 -Gefüge teilweise in spitzen Winkel ($< 20^\circ$) gegenüber der Hauptanisotropiefläche (Bildtafel XIV/Bild 2) schneiden. In den Mesogefügen, z.B. denen der Leptynite, könnte die Raumlage der Scherzonen mit einer Bruchschieferung (Bildtafel I/Bild 4) zusammenfallen, die in flachem Winkel zur Hauptfoliation verläuft.

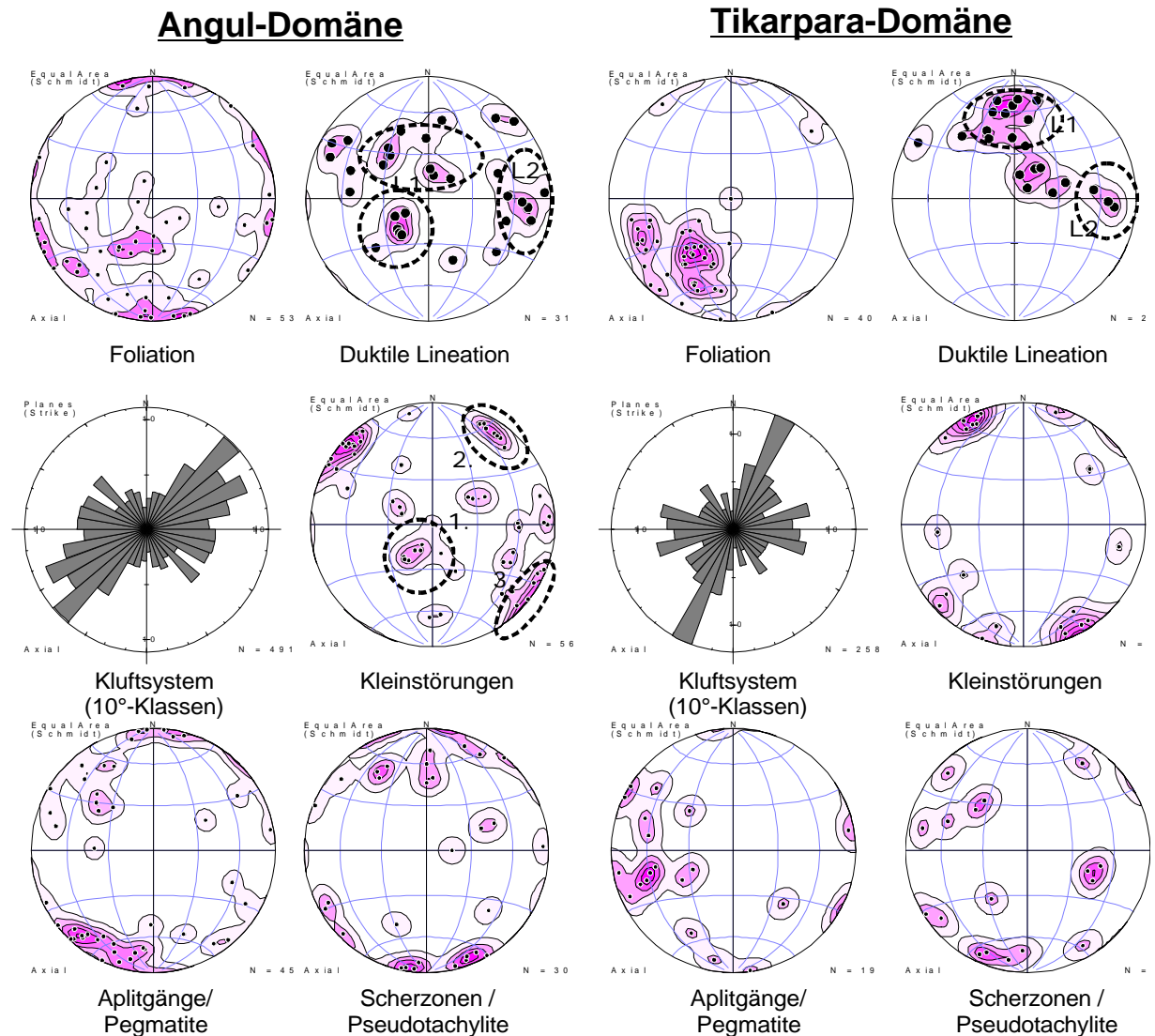


Abbildung 4-19: Zusammenstellung der duktilen und bruchtektonischen Strukturelemente für die Angul-Domäne und Tikarpara-Domäne (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Achsenebene der Faltenachse als Großkreis, Konturdarstellung als 0,2,4,6,8 %).

Eindeutig bruchtektonische Strukturen bildet eine 1. Generation flach-mittel nach NE einfallender, NW-SE streichender Störungen (Abb.4-19, Bildtafel V/Bild 5). Diese Störungssysteme sind mit Quarz-Feldspatgängen assoziiert und zeigen einen sinistralen bis dip-slip Bewegungssinn (vgl. Kapitel 7).

Junge, steileinfallende Bruchstörungen der 2. Generation mit einem gleichfalls NW-SE-Streichen reaktivieren zumeist die Hauptfoliation (Bildtafel V/Bild 6). Obwohl verwertbare kinematische Indikatoren selten sind, können für diese Störungsrichtung sinistrale strike-slip Bewegungen in einer ersten Teilphase und nachfolgende dip-slip Bewegungen der 2. Teilphase unterschieden werden. Bruchstörungen dieses Strukturtrendes spiegeln sich sowohl in der Richtungsstatistik des Entwässerungssystems, dem der Lineamente als auch in der Kluftstatistik wider (vgl. Abb. 4-19).

Die Bruchstörungen der 3. Generation werden durch NE-SW bis NNE-SSW streichenden Elemente gebildet. Störungen dieser Raumlage schneiden alle Strukturen in Form von breiten Ruschel- und Breccienzonen (Bildtafel V/Bild 1, 2). Die Ruschel- oder Breccienzonen sind durch polyphase Bewegungen gekennzeichnet, wobei deren Anlage ursprünglich durch strike-slip Bewegungen erfolgte.

Die Kinematikindikatoren der strike-slip Bewegung werden subsequent durch dip-slip Bewegungen überprägt. Diese Störungsrichtung stimmt mit der Hauptorientierung des Kluftsystemes und der Lineare überein.

Die Richtungsabhängigkeit der Bruchstrukturen von der lithologischen Ausbildung wird im Vergleich zwischen Angul- und Tikarpara-Domäne der Felddaten (Abb. 4-19) und der Satellitenbildinterpretation (Abb. 4-4; 4-5) deutlich. Die Angul-Domäne ist lithologisch heterogener mit Gneisen, Migmatiten, Leptyniten und Graniten aufgebaut als die überwiegend khondalitische Tikarpara-Domäne. Es zeigt sich, daß die Richtungsmaxima sowohl für die Bruchstrukturen als auch für die duktilen Strukturen in der Tikarpara-Domäne durchweg schärfer abgrenzen als in der Angul-Domäne. Ein analoger Effekt konnte beim Vergleich der Richtungsstatistik zwischen der Tikra- und der Rengali-Domäne nachgewiesen werden.

4.5.2.2 Tikarpara-Domäne

Im Bereich der Tikarpara-Domäne dominieren im Gegensatz zur nördlich angrenzenden Angul-Domäne Parametamorphite. Quarz-Feldspat-Granat-Silimanit-Gneise (Khondalite) treten morphologisch als Höhenrücken in Erscheinung. Lithologisch abweichende Einheiten, wie Charnockite, sind an der flachen Morphologie, der rauen Oberflächentextur und dichten Vegetation gut erkennbar.

Abgesehen von einer richtungsstatistisch strafferen Verteilung der Strukturelemente (vgl. Abb. 4-19) entspricht die Gefüge- und Deformationsentwicklung der der Angul-Domäne.

Das Mahanadi-Lineament grenzt Orthometamorphite der Phulbani-Domäne von Parametamorphiten der Tikarpara-Domäne ab und bildet somit neben der NOBF das Hauptstrukturelement. Im Aufschlußbereich spiegelt sich die intensive, polyphase Deformation an dieser Strukturzone im Auftreten von Ultramyloniten wider (Bildtafel Ia/Bild 3). Besonders in der Phulbani-Domäne sind Strukturentwicklungen von Granitgneisen über mylonitische Augengneise bis zu Ultramyloniten nachweisbar. Die Ultramylonite zeigen ein deutlich ausgebildetes, steil nach N einfallendes Mineralstreckungslinear. Durch die hohen Deformationsinkremente sind in den Ultramyloniten keine Kinematikindikatoren nachweisbar. Kinematikindikatoren angrenzender mylonitischer Gneise (Bildtafel Ia/Bild 2) deuten eine „Top-nach-Süden-Bewegung“ an. Die Ultramylonite werden durch späte Scherzonen, vor allem durch Pseudotachylite, reaktiviert. Die Pseudotachylite bilden abweichend vom Strukturbild in der Angul-Domäne Breccienzonen bis 3,0 m Mächtigkeit (Bildtafel II/Bild4). Mikrostrukturuntersuchungen zeigen eine intensive Alteration der Pseudotachylite. Die von CHETTY & MURPHY (1994) angenommenen dextralen Bewegungen entlang des Mahanadi-Lineamentes sind ausschließlich den späten Scherzonen und Pseudotachyliten zuzuordnen.

Die Ranipathr-Scherzone zweigt in spitzem Winkel vom Mahanadi-Lineament ab. Südlich des Sonnepur-Granites trennt dieses Lineament charnockitische Gneise von Abfolgen wenig deformierter Granite mit Migmatitzonen (Affinität zur Angul-Domäne). Die strukturelle Ausbildung im Aufschlußmaßstab ist mit der des Mahanadi-Lineamentes vergleichbar. Die Mikrostrukturuntersuchungen der Pseudotachylite weist auf eine subsequente plastische Deformation hin (vgl. Diskussion in Kapitel 7).

4.5.3 Rengali- / Tikra-Domäne

Die Zuordnung der Rengali-Tikra-Domäne wird kontrovers diskutiert. Während MAHALIK (1994) die Tikra-Domäne genetisch der Iron-Ore-Gruppe und die Rengali-Domäne dem EGMB zuordnet, sind in der geologischen Karte des EGMB (NANDA ET AL., 1998) beide Einheiten Teile des EGMB. Von SARKAR ET AL. (1998) wird als Beweis der Zugehörigkeit zum EGMB ein Rb-Sr Alter (Intrusionsalter) für charnockitische Gneise von 2735 ± 44 Ma angeführt. Die von SARKAR & PAUL (1998) diskutierte archaisch-proterozische, episodische Charnockitbildung im Eastern-Ghats- Mobilgürtel steht jedoch im Widerspruch zu den derzeit bekannten U/Pb- und Sm/Nd-Daten, die hochmetamorphe Ereignisse um 1400 Ma und 1000 Ma belegen (AFTALION ET AL. 1989; SHAW ET AL., 1997; SIMMAT & RAITH, 1998; MEZGER & COSCA, 1999).

Lithologie

Die lithologische Ausbildung der Rengali-/Tikra-Domäne zeigt einen signifikanten Kontrast zwischen grünschieferfaziellen Einheiten der Tikra-Domäne und amphibolit- bis granulit(?)faziellen Einheiten der Rengali-Domäne.

Die Tikra-Domäne ist lithologisch heterogen aufgebaut. Es dominieren Meta-Quarzite, die mit Quarz-Serizit-Schiefern, Serizit-Schiefern und Phylliten assoziiert sind. Diese Einheiten zeigen als Hauptstrukturelement einen steil nach NE einfallenden, NW-SE- bis WNW-ESE-streichenden, mylonitischen Lagenbau. Parallel zum Lagenbau treten Talk-Tremolith-Schiefer, kohlenstoffreiche Meta-Quarzite und jaspilitische Meta-Quarzite (cherty quartzites) auf. Zusammen mit langaushaltenden Metabasiten (Amphibolite) sind diese Einheiten im Gegensatz zu den Meta-Quarziten nicht morphologiebildend.

In die Hauptfoliation intrudierten teilweise bis zu 10 m mächtige Pegmatite. Die Grenze zur Rengali-Domäne markiert eine Mylonitzone. Die in MAHALIK (1994) beschriebenen Sillimanit-führenden Meta-Quarzite (Fibrolithe) wurden nicht beobachtet. Die suprakrustalen Einheiten der Malagyiri-Domäne wie auch der Deogarh-Domäne sind denen der Tikra-Domäne lithologisch ähnlich. Eine Korrelation und Zuordnung zu den BIF wurde bereits in NARAYANASWAMI (1975); ACHARYA ET AL. (1989) und NASH ET AL. (1996) vorgenommen.

Die Rengali-Domäne wird durch Qu-Fsp-Gn-Gneise, granitische Gneise (pink granites), pyroxenführende Gneise (auch als Charnockite bezeichnet – SARKAR ET AL., 1998) sowie Granat-Biotit-Schiefer charakterisiert. In diese Gneise sind lokal Metabasite als Lagen oder Boudins eingeschert. Intensive Migmatitisierung hat zu umfangreicher Neosombildung geführt. Der östliche Bereich der Rengali-Domäne südlich der Stadt Pala Lahara wird als Palkam Gneis (BANERJEE ET AL., 1987; MAHALIK, 1995; MAHALIK, 1996) bezeichnet. Sowohl die lithologische Erscheinungsform als auch das strukturelle Inventar sind der Rengali-Domäne direkt vergleichbar.

Strukturentwicklung

Das Hauptstrukturelement der Rengali- wie auch Tikra-Domäne ist ein mylonitischer oder migmatitischer WNW-ESE streichender, steil nach NNE einfallender Lagenbau (vgl. Abb 4-20).

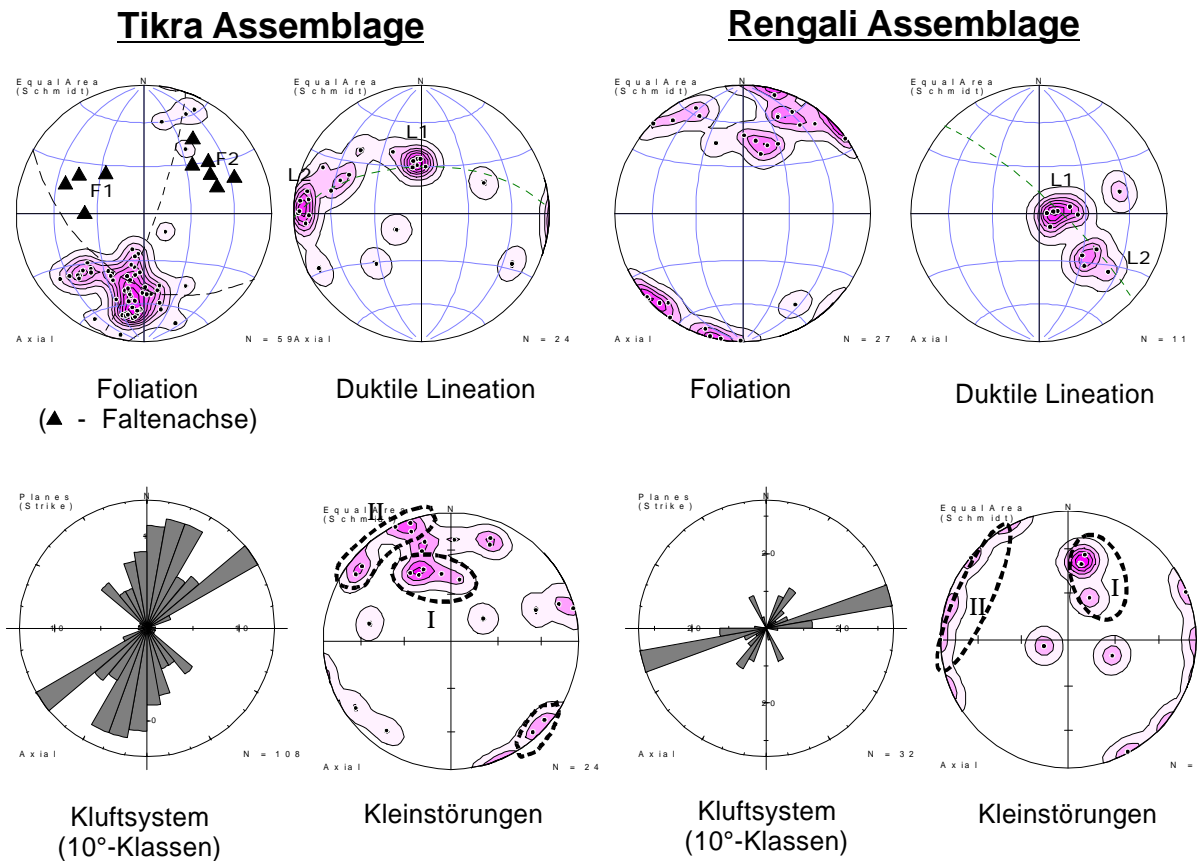


Abbildung 4-20: Zusammenstellung der duktilen und bruchhaften Strukturelemente für die Tikra-Domäne und die Rengali-Domäne (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Achsenebene der Faltenachse als Großkreis, Konturdarstellung als 0,2,4,6,8 %).

Die mylonitische Foliation ist im Bereich der Tikra-Domäne nichtkoaxial, isoklinal verfalltet. Diese 1. Faltengeneration weist WNW-ESE- bis NW-SE streichende und flach einfallende Faltenachsen (vgl. Abb. 4-20 – F1) auf. Eine Wellung bzw. homoklinale Verfalltung (F2) mit steileinfallenden Faltenachsen nach NE als 2. Faltengeneration könnte in struktureller Beziehung zur dextralen strike-slip Bewegung stehen. Diese Verfalltung tritt vorwiegend in der Nähe der NOBF auf.

Auf der mylonitischen Foliation sind steileinfallende, duktile Streckungslineare-L1 (Quarzleisten, Glimmerzeilen, Amphibolaggregate) ausgebildet. Im Bereich der NOBF wird dieses Linear von einem jüngeren, flach bis horizontal liegenden Streckungslinear (vgl. Abb. 4-20 – L2) überlagert. Bemerkenswert ist, daß im Kreuzungsbereich von NOBF und Rairakhol-Samal-Lineament die Streckungslineare steil bis senkrecht einfallen.

Mesoskopische Schersinnindikatoren sind in den Meta-Quarziten nicht erkennbar. Die mit den Meta-Quarziten assoziierten Glimmerschiefer bilden im Grenzbereich S-C-Gefüge aus, die mit einem nahezu horizontalen Streckungslinear assoziiert sind. Die S-C-Gefüge belegen einen dextralen Schersinn.

Die Meta-Quarzite der Tikra-Domäne zeigen im Dünnschliffbild ein Zeilenquarzgefüge (ribbon quartz) mit einer deutlichen Vorzugsorientierung der Quarz-c-Achsen. Im Rahmen eines DAAD-Forschungsaufenthaltes untersuchte Dr. T.R.K. Chetty (National Geophysical Research Institut) Quarz-c-Achsenteilgefüge von Proben aus der Tikra-Domäne.

Die Quarzteilgefüge werden durch stark asymmetrische Großkreis- bis Kreuzgürtelregelungen gekennzeichnet. Eine Asymmetrie der C-Achsenverteilungen kann nach LISTER & HOBBS (1980) auf Aktivierung von Rhomboedergleitflächen bei nicht-koaxialer Deformation zurückgeführt werden.

Der Rotationswinkel der Großkreisgürtel steigt für Proben in der Nähe der NOBF. Dieser Effekt könnte auf eine zunehmende Wirkung der nichtkoaxialen plastischen Deformation hindeuten.

Das Rairakhol-Samal-Lineament (Abb. 4-21) nimmt für die Interpretation der Tikra-Domäne eine Schlüsselstellung ein. Entsprechend der im Satellitenbild kartierbaren Schleppung der Meta-Quarzite (Abb. 4-21) könnte als jüngste duktile Deformation unter geometrischen Gesichtspunkten eine sinistrale Bewegung entlang dem Rairakhol-Samal-Lineament (NNE-SSW) abgeleitet werden. In Streichrichtung der NOBF sind keine duktile Deformationen im Kreuzungsbereich zwischen NOBF und Rairakhol-Samal-Lineament sichtbar. Ein sinistraler Versatz der Quarzrücken im Kreuzungsbereich (Abb. 4-21) deutet jedoch auf tektonische Aktivität unter Bedingungen des Sprödbrechens entlang der NOBF hin. Obwohl für ein zuverlässiges und konsistentes struktur-geologisches Modell die vorhandenen Felddaten nicht ausreichend sind, könnten folgende Interpretationsmöglichkeiten der geometrischen Verhältnisse diskutiert werden:

1. Nach einer Kompression der Metasedimente mit einer Spannungsachse NNE-SSW (Ausbildung der Hauptfoliation, Bildung der isoklinalen Transpositionsfallen) wurden die Meta-Quarzite dextral durch nicht koaxiale Deformation entlang der NOBF geschert (Bildung des horizontalen Streckungslinears, Entwicklung von S-C-Gefüge). Subsequent treten am Rairakhol-Samal-Lineament sinistrale Bewegungen auf, die zu einer Schleppung der Meta-Quarzite führen. Dies könnte bedeuten, daß im Kreuzungsbereich das horizontale Streckungslinear rotiert wäre, jedoch weiterhin nachweisbar ist. Im Aufschlußbild ergibt sich jedoch, daß innerhalb des Rairakhol-Samal-Lineamentes nur steileinfallende Streckungslineare auftreten. Dieser feldgeologische Befund steht der v.g. Hypothese gegenüber und würde eine zusätzliche Deformation bedingen, die das horizontale Streckungslinear entlang der NOBF überprägt. Dafür fehlen jedoch Belege in den angrenzenden Einheiten.
2. Eine weitere Interpretation, die von einer synkinematischen Anlage sowohl der duktilen dip-slip- als auch der strike-slip-Komponente ausgeht, setzt eine Fortsetzung der Tikra-Domäne in den Meta-Quarzit-Rücken der Rairakhol-Domäne voraus. Für dieses Modell sind auch die komplizierten Faltenstrukturen der Rairakhol-Domäne in Betracht zu ziehen. Die Meta-Quarzite könnten demnach eine suprakrustale Krusteneinheit repräsentieren, die im Ergebnis einer NW-NNW gerichteten Kompression mit dem Bhandara Kraton kollidierte. Im Ergebnis der Kollision wird die granulitfazielle Unterkruste (Riamal-Rengali-Massiv, Rengali-Domäne) abgescher und aufgepreßt. Die Differenzialspannungen zwischen dem Riamal-Rengali Massiv und der Rengali-Domäne bewirkten die sinistrale Aktivierung des Rairakhol-Samal-Lineamentes als Ausgleichsbewegung. Eine damit verbundene Rotation des Spannungsfeldes könnte Ursache einer konjugierten dextralen strike-slip-Komponente entlang der NOBF sein. Dieses Modell erklärt das gleichzeitige Auftreten von zwei unterschiedlichen Streckungslinearen entlang der NOBF in Zusammenhang mit der ausschließlich senkrechten Streckungslineation im Bereich des Rairakhol-Samal-Lineamentes und an der Nordseite der Tikra-Domäne. Für die zeitliche Abfolge der Deformationen gibt es jedoch derzeit keine zuverlässigen Anhaltspunkte.

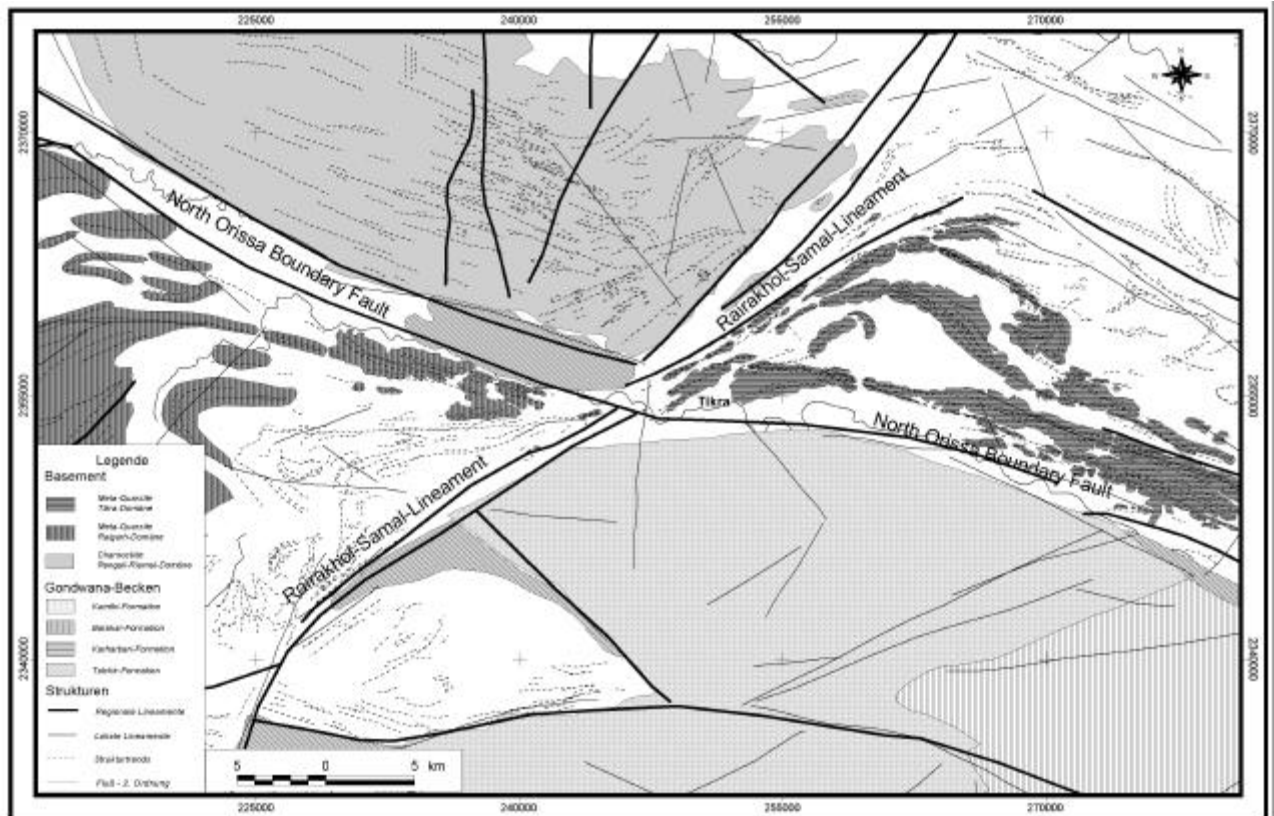


Abbildung 4-21: Detailausschnitt der Satellitenbildinterpretation für den Kreuzungsbereich von NOBF und Rairakhol-Samal-Lineament, Darstellung der Aufschlußverhältnisse der Quarzit-Rücken in Bezug auf die Satellitenbildinterpretation

Feldgeologische Befunde und richtungsstatistische Auswertungen erlauben die Unterscheidung von zwei Hauptgruppen bruchtektonischer Elemente. Die erste Generation stellt eine Reaktivierung der Foliation dar. Anhand von Harnischrillungen konnte ein sinistraler-oblique Slip mit einer NW-SE-Hauptspannungsachse (?1) abgeleitet werden. Mit diesen Störungen, die sich im Aufschlußbefund teilweise als Breccienzonen darstellen, sind vereinzelt konjugierte Störungen assoziiert, die im flachen Winkel zur Foliation verlaufen. Eine zweite Generation von Störungsflächen schneidet diskordant mit NE-SW-Streichen die metamorphe Sequenz. Die Raumlage dieser Strukturen spiegelt sich sowohl in den Satellitenbildlinearen, dem Entwässerungssystem als auch im Kluftsystem wider. Der Brahmani folgt über weite Strecken diesem Strukturtrend. An dieser Störungsrichtung sind polyphase tektonische Bewegungen mit sowohl dextralen ‚strike-slip‘- als auch ‚dip-slip‘-Bewegungen nachweisbar.

Im Kontrast zur Tikra-Domäne zeigen die Gneise und Migmatite der Rengali-Domäne als Ergebnis einer polyphasen Gefügeentwicklung intensive Interdeformationen der Gefüge. Es treten verschiedene Generationen von Internfalten auf. Eine tiefgründige Differenzierung war aufgrund der sporadischen Aufschlüsse nicht möglich. Am Fuß des Rengali-Staudammes (Rengali-Lineament) liegen großflächig sehr gute Aufschlußverhältnisse vor. Es zeigte sich, daß die metamorphe Sequenz von späten Mylonit- bis Ultramylonitizonen durchschlagen wird. Diese weisen, analog zur Tikra-Domäne, bei nahezu horizontaler Raumlage der Streckungslineare einen dextralen Schersinn auf. An diese Mylonitizonen sind lokal Pseudotachylite gebunden. Die Mikrostrukturanalyse belegte zudem, daß die Pseudotachylite subsequent und plastisch deformiert (Bildtafel XVII/Bild 1) sind.

Die metamorphe Sequenz wird diskordant von NNE-SSW streichenden, basischen Gängen durchschlagen (MAHALIK, 1995; SARKAR ET AL., 1990c; PATI ET AL., 1993), die ein zum Intrusionszeitpunkt herrschendes WNW-ESE gerichtetes Extensionsspannungsfeld belegen. Im Rahmen der Feldarbeiten wurde ein Gang am Fuß des Rengali Staudammes näher untersucht (vgl. Kapitel 5 + 6).

Bei der Auswertung der Bruchstrukturen können, in Raumlage und Bewegungssinn vergleichbar mit der Tikra-Domäne, zwei Störungsgenerationen unterschieden werden. Eine kinematische Analyse war durch das Fehlen von Schersinnindikatoren (Harnischrillung) nicht möglich. Die höhere Kompetenz der metamorphen Sequenz verursacht ein wenig ausgebildetes Kluftsystem. Die Raumlage der einzelnen Maxima ist mit dem der Tikra-Domäne vergleichbar (Abb. 4-20). Dieser Effekt kann auf die Unterschiede in der Lineationsdichte zwischen der Rengali-Domäne und der Tikra-Domäne der Satellitenbilddauswertung übertragen werden.

4.5.4 Bhandara-Kraton

Arbeitsschwerpunkte der Feldtraversen im Bereich des Bhandara-Kraton waren das Umfeld von Sambalpur und das Basement nördlich Raigarh. Für diese Teilgebiete sind wenig Untersuchungen veröffentlicht (NAIK & NAIK, 1995). Die Beschreibung der lithologischen wie auch strukturellen Aspekte der Teilgebiete muß somit im Ansatz eingeschränkt bleiben. Der Schwerpunkt der Bearbeitung lag auf Untersuchungen zu semiduktilen und bruchhaften Strukturen.

Lithologie

Der lithologische Aufbau der aufgeschlossenen Einheiten ist komplex. In Quarz-Feldspat-Biotit Gneise, die lokal migmatische Tendenzen zeigen, intrudierten mehrere Generationen von tonalitischen Graniten, porphyritischen Granodioriten, Alkali-Feldspat-Graniten und syenitische Gesteine. Die Granite sind nur schwach metamorph überprägt, während die assoziierten Gneise Merkmale amphibolitfazieller Metamorphose aufweisen. Nach NAQVI & ROGERS (1987) werden diese Sequenzen der „Dongargarh Supergroup“ zugeordnet. In NAIK & NAIK (1995) wird ein Rb-Sr Gesamtgesteinsalter des porphyritischen Granodiorites von 2400 Ma angegeben. Die Granite, granitischen Gneise und auch die Migmatite treten morphologisch nicht in Erscheinung und sind schlecht aufgeschlossen. Der Bereich südlich von Sambalpur sowie nördlich von Raigarh wird durch Ebenen charakterisiert, die nahezu vollständig von Schwemmlern überdeckt sind.

Die Gneis-Granit-Sequenz wird durch „Quarz-Rücken“ gegliedert, die aus stark deformierten Meta-Quarziten, Quarz-Serizit-Schiefern und Phylliten einerseits und andererseits aus Quarziten der Chattisgarh-Gruppe aufgebaut sind. In die Quarzrücken intrudierten Quarz-Gänge und Quarz-Feldspat-Muskovit-Pegmatite. Durch intensive Deformation parallel zum Trend der Quarzrücken sind lokal, vor allem im Randbereich zu den granitischen Gneisen, mylonitische Gesteine (Phyllonite) nachweisbar. Morphologisch sind die Quarz-Rücken deutlich erkennbar.

Das Basement des Bhandara-Kratons wird durch Schwärme NW-SE bis NNW-SSE streichender basischen Gänge und von Pegmatiten geschnitten. Diese Gänge treten nicht morphologisch hervor. Zumeist sind die Gänge im Aufschluß nur als Boulderspuren verfolgbar.

Somit sind neben der eingeschränkten morphologischen Erkennbarkeit auch deren spektrale Signaturen nicht eindeutig differenzierbar und für eine Kartierung nicht verwendbar. Der in der Kartendarstellung (Abb. 4-22) enthaltene Verlauf der Gangschwärme wurde der geologischen Karte entnommen.

Strukturentwicklung

Die Ausbildung duktiler Strukturen variiert deutlich zwischen der Raigarh-Domäne und der Sambalpur-Domäne. Während in der Raigarh-Domäne eine nur schwach entwickelte Foliation sichtbar ist, nimmt der Grad duktiler Deformation im Bereich der Sambalpur-Domäne von Westen nach Osten, d.h. in Richtung „Eastern Ghats Boundary Thrust“, zu.

Am Fuß des Hirakud Staudammes (Sambalpur-Domäne) stehen nur schwach foliierte Granite und Granitgneise an. Die Raumlage der duktilen Foliation (S1 – Abb. 4-23) in diesem Bereich liegt in NE-SW bis E-W-Richtung bei einem steilen Einfallen. Streckungslineare sind schwach entwickelt und fallen zumeist steil ein. Lokal sind diskrete, WNW-ESE streichende Mylonitzonen entwickelt, deren asymmetrisch deformierte Feldspat-Klasten einen dextralen Schersinn anzeigen. Die Quarzrücken sind zumeist parallel zur duktilen Foliation in den Graniten und Granitgneisen angeordnet. Die mylonitische Foliation in den Quarz-Rücken bildet sich in Phylloniten, Quarz-Serizit-Schiefern bis Phylliten ab. Sie wird subsequent durch eine Crenulation (S-C Gefüge) mit einem NNE-SSW Trend überprägt. Diese Crenulation ist in den Graniten und den Granitgneisen aufgrund der höheren Kompetenz nicht ausgebildet.

In Richtung der Eastern Ghats Boundary Thrust entwickeln sich aus der mylonitischen Foliation Migmatite. Die Neosome sind isoklinal, mit Achsenebenen parallel zum Trend der Migmatite, verfaltet. Die steileinfallende duktile Foliation rotiert in die NNW-SSE- bis NNE-SSW-Richtung mit einem Hauptmaximum in N-S.

Die duktilen Sequenzen werden subsequent von semiduktilen diskreten Scherzonen und Pseudotachylitbildungen mit NE-SW-Streichen geschnitten. Anhand der Schleppung der duktilen Foliation kann ein sinistraler Schersinn abgeleitet werden.

Das Basement der Raigarh-Domäne wird durch eine schwach ausgebildete NW-SE bis NNW-SSE streichende Foliation charakterisiert. Aufgeschlossene Granitintrusionen sind weitestgehend undeformiert. Die Hauptstörung zum Chattisgarh-Becken (NW-SE-Streichen) wird durch das Auftreten von Phylloniten nachgezeichnet. Diese weisen typische S-C-Gefüge auf. Die Phyllonite werden durch nicht deformierte Quarz-Gänge geschnitten. Eine Breccienbildung parallel zum Störungstrend belegt eine zeitlich langanhaltende Aktivität dieser Störung. Die Haupttrandstörung zu den Gondwanasedimenten ist nicht direkt aufgeschlossen. Sie wird durch Relikte von Chattisgarh-Sedimenten (Chandrapur-Group), die diskordant auf dem Basement liegen, nachgezeichnet. Weiterhin sind entlang der Randstörung störungsparallele Quarz-Gänge/Quarz-Feldspat-Pegmatite intrudiert, die subsequent bruchtektonisch brecciert wurden.

Initiale bruchtektonische Aktivität zeigt sich in beiden Domänen durch Quarzgänge und Quarz-Feldspat-Muskovit-Pegmatite. Das Auftreten von Pegmatiten ist an Quarz-Rücken mit einem konjugierten E-W- bis NW-SE- und NE-SW-Streichen gebunden (vgl. Abbildung 4-23). Die Granite, die granitischen Gneise sowie die Migmatite von Raigarh- und Sambalpur-Domänen werden von basischen Gängen durchsetzt. Synintrusiv sind entlang der Ränder der basischen Gänge dextrale Scherbewegungen erkennbar.

Mit einem NW-SE- bis NNW-SSE-Streichen verlaufen diese parallel zu den Randstörungen zum Chattisgarh-Becken und zu den regionalen Lineamenten, die die Sedimente des Chattisgarh-Beckens

dextral versetzen. Auffällig ist, daß ein von Sigmoidalgefügen (Bildtafel Ia/Bild 5) ableitbares N-S Extensionsspannungsfeld mit einer synintrusiven dextralen Scherung der basischen Gänge übereinstimmen könnte.

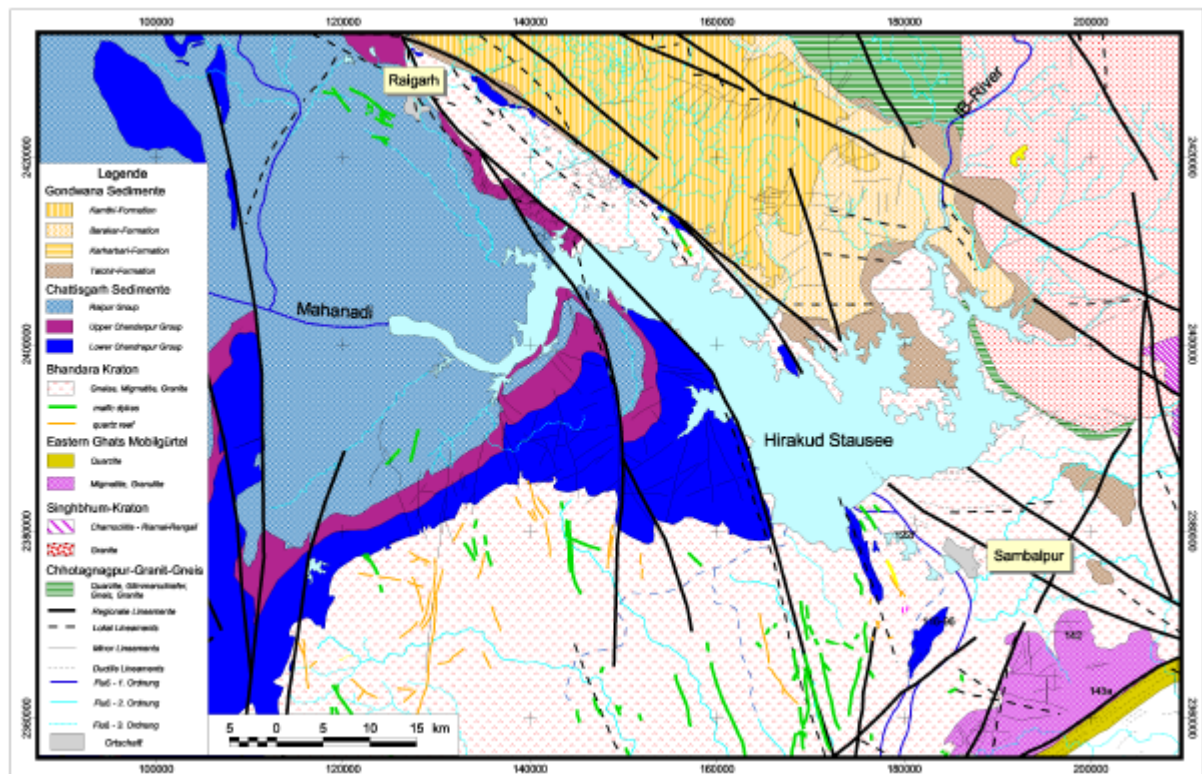


Abbildung 4-22: Detailausschnitt aus der Satellitenbildinterpretation für den Bereich des Bhandara Kraton, Darstellung der Strukturelemente und lithologischen Einheiten des Mahanadi-Beckens und des Chhattisgarh-Beckens, UTM-Koordinatensystem, Zone 45

Die untersuchten Kleinstörungen zeigen in Raumlage und Kinematik eine hohe Komplexität. Nach den vorliegenden Feldergebnissen können drei Generationen von Kleinstörungen unterschieden werden, deren Abfolge und Raumlage in beiden Domänen vergleichbar ist:

1. Spröde, sinistrale Reaktivierung (erkennbar im sinistralen bzw. konjugiert am dextralen Versatz der basischen Gänge) der NW-SE bis W-E streichenden Quarz-Rücken in Verbindung mit einem konjugierten, N-S streichenden dextralem Störungssystem. Die Kleinstörungen sind als strike-slip bis oblique-slip Störung ausgebildet,
2. Reaktivierung der NW-SE bis W-E Strukturelemente durch abschiebende dip-slip Störungen,
3. Dextrale Bewegungen entlang der NW-SE bis W-E Strukturelemente, Ausbildung von oblique-slip Störungen.

Die Dominanz der Reaktivierung von NW-SE bis W-E Strukturelementen geht aus der statistischen Auswertung in Abbildung 4-23 hervor.

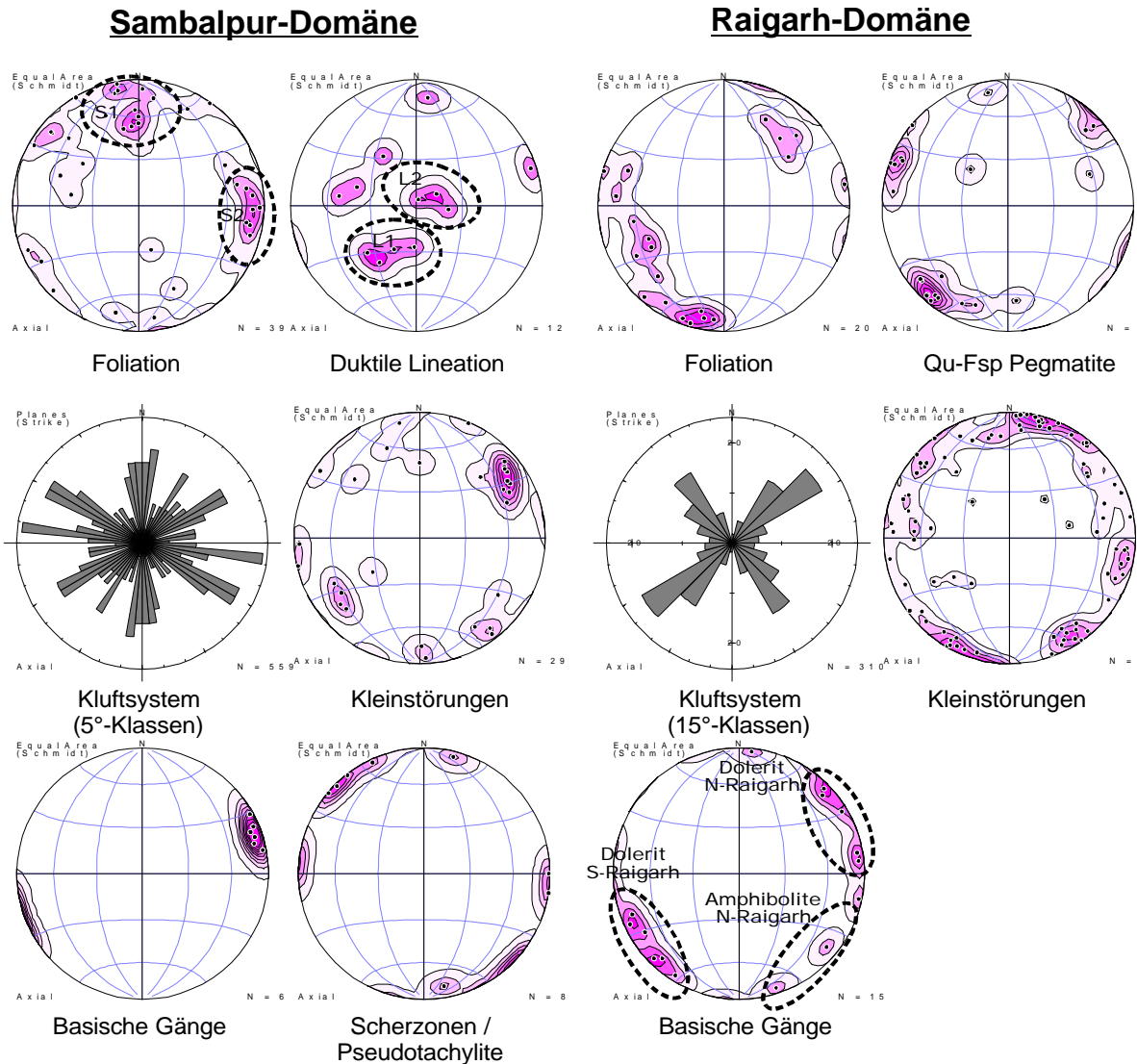


Abbildung 4-23: Zusammenstellung der duktilen und bruchhaften Strukturelemente für den Bhandara Kraton, getrennt nach Sambalpur-Domäne und Raigarh-Domäne (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Konturdarstellung als 0, 2,4,6,8 %).

4.5.5 Chattisgarh-Becken

Schwerpunkt der geologischen Untersuchungen im Gebiet des Chattisgarh-Beckens bildeten der Randbereich des Chattisgarh-Beckens zum Bhandara-Kraton, die Randstörung zum Mahanadi-Gondwana-Becken und die Untersuchung und Beprobung der basischen Gänge. Im Untersuchungsgebiet sind ausschließlich Meta-Quarzite der Chandrapur-Gruppe (Kondkera-Formation - MURTI, 1987; DAS ET AL., 1992) direkt aufgeschlossen und bilden markante Höhenzüge. Die Sedimente der Raipur-Gruppe (Tonsteine) konnten nur in einem Aufschluß untersucht werden. Der Kontakt der basischen Gänge zur Raipur-Gruppe ist nicht aufgeschlossen. Die Abbildung 4-24 faßt die Strukturelemente des Chattisgarh-Beckens zusammen. In der Richtungsstatistik der Bruchstrukturen sind Analogien zum Basementbereich der Raigarh-Domäne nachweisbar. Bemerkenswert ist, daß innerhalb der Raipur-Gruppe Sandsteingänge („clastic dykes“) mit Gondwana-Material (Talchir-Formation ?) auftreten und somit deren weitere Verbreitung belegen (Bildtafel Ia/Bild 6).

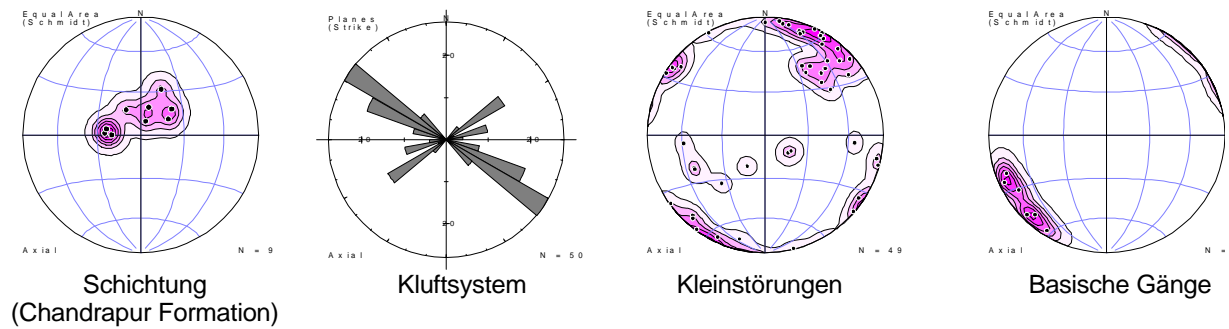


Abbildung 4-24: Zusammenstellung der Strukturelemente für die Sedimente im Randbereich des Chattisgarh-Beckens (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Konturdarstellung als 0, 2,4,6,8 %).

4.5.6 Gondwana-Becken

Die Gondwana-Becken wurden zur Erkundung der Kohlevorräte durch Bohrungen außerordentlich detailliert untersucht. Abseits der Abbaugelände erfolgten jedoch nur routinemäßige Kartierungsarbeiten. Es war weder möglich, Zugang zu geologischen Erkundungsergebnissen, noch zu allgemeinen Kartierungsarbeiten zu erhalten. Im Talchir-Becken und im Ib-River-Becken konnte jedoch jeweils ein Kohletagebau befahren werden. Die Ergebnisse der Satellitenbildinterpretation werden für das Talchir-Becken exemplarisch anhand der Feldtraversen, verfügbaren geologischen Karten und Veröffentlichungen erläutert (Abb. 4-26).

Talchir-Becken

Die geologischen Feldarbeiten im Talchir-Becken wurden aus o.g. Gründen auf drei Hauptbereiche beschränkt:

- Beschreibung der geologischen Verhältnisse im Lingray-Tagebau (ca. 5 km N von Talcher),
- lokale Situation im Bereich der NOBF,
- lokale Situation im Bereich des Rairakhol-Samal-Lineamentes.

Die Gondwanasedimente des Talchir-Beckens bilden eine Halbgrabenstruktur. Während am Südrand des Beckens (nördlich von Angul) Talchirsedimente diskordant auf dem Basement aufliegend ausstreichen, sind am Nordrand des Beckens die höheren Abfolgen der Barakar-Formation aufgeschlossen.

Die Talchirsedimente umfassen glaziale Ablagerungen, wie glaziofluviale bis limnische Diamiktite mit ‚drop stones‘ (Bildtafel III/Bild 1), grünliche Fein- bis Mittelsandsteine, plattige Ton- und Schluffsteine sowie Rhythmite (Bildtafel III/Bild 2). Die Talchirsedimente werden von Mittel- bis Grobsandsteinen mit eingeschalteten Tonsteinen (Karaharbari-Formation) überlagert. An der Basis ist ein Konglomerathorizont ausgebildet. In der insgesamt ca. 50 – 150 m mächtigen Karaharbari-Formation treten vereinzelte Kohleflöze (coal seams IA-IF) auf. Die Kohleflöze, obwohl geringmächtig, werden wegen ihrer sehr guten Qualität südlich der Stadt Talcher in kleinen Tagebauen abgebaut.

Der Kohleabbau im Talchirbecken konzentriert sich auf die Barakar-Formation. In zumeist feinkörnigen Sedimentfolgen („fire clay“) kommen bei einer Gesamtmächtigkeit von 250 – 470 m insgesamt neun Kohleflöze vor. Die Flözmächtigkeit schwankt zwischen 3 m und 60 m. Die Barakar-Formation wird lokal von nichtkohleführenden, eischüssigen Sandsteinen der Barren Measures überlagert. Die Sedimente fallen flach, mit $5 - 12^\circ$ in NW bis NE-Richtung ein.

Das Strukturbild der unteren Gondwanaablagerungen ist im Detail kompliziert, folgt jedoch einer übergeordneten Systematik. Die im Bereich des Lingray-Tagebaues aufgeschlossenen Strukturentwicklungen können in groben Zügen auf die anderen Kohlefelder des Talchir-Beckens übertragen werden (Dr. R.K. Dash, Central Mines Planning Department of India, 1997). Im Lingray-Tagebau sind Flöz III (20 – 29 m Mächtigkeit) und Flöz IV (10– 15m Mächtigkeit) der Barakar-Fomation aufgeschlossen. Die Flöze sind durch E-W streichende, steil nach S einfallende Störungssysteme in Blöcke gegliedert und nach N – NW mit bis zu 18° gekippt. Die Störungen sind als Systeme parallel streichender Abschiebungen (vgl. Abbildung 4-26: ST1) mit summarischen Sprunghöhen von 20 – 30 m ausgebildet (Bildtafel V/Bild 3). Im Störungsbereich deuten erhöhte Mächtigkeiten der Steinkohle-flöze auf eine synsedimentäre Aktivität dieser Störungen hin. Dieser Effekt der synsedimentären Anlage der Störungen wurde von MUKHOPADHYAY ET AL. (1984) im Ib-River-Becken beschrieben. Von den E-W Störungen zweigen in spitzem Winkel konjugierte Störungen ab. Diese Störungssysteme werden von NE-SW bis N-S streichenden Störungssystemen (vgl. Abb. 4-26: ST2) geschnitten, die auch die Ostbegrenzung des Lingray Tagebaues markieren. Die N-S streichenden Störungssysteme umgrenzen Horststrukturen. Innerhalb dieser Horststrukturen werden beispielsweise östlich des Lingray-Tagebaues Kohlenflöze der Karharbari-Formation angehoben und können somit im Tiefbau abgebaut werden. Die Strukturelemente der Damuda-Gruppe des Talchir-Beckens spiegeln sich im Satellitenbild wider. Durch die schwach ausgebildete Morphologie und die maskierende Wirkung des SchwemmhORIZONTES wurden die Lineamente über die Anomalien des Entwässerungssystems kartiert.

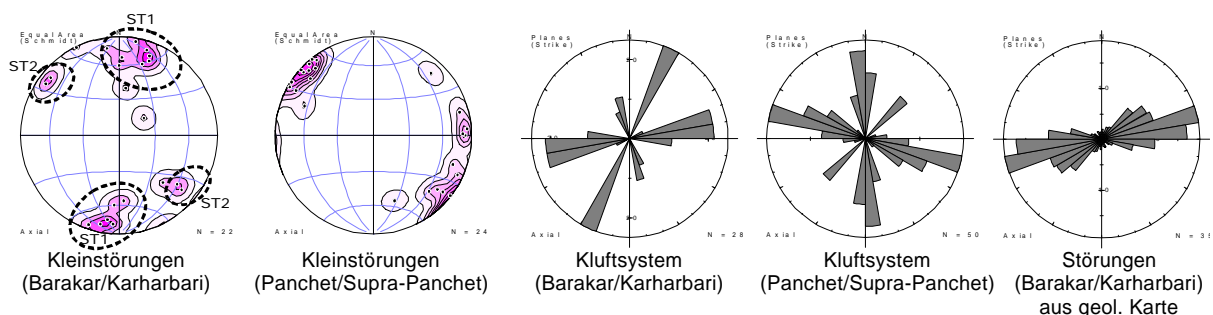


Abbildung 4-25: Zusammenstellung der Strukturelemente für die Sedimente im Talchir-Beckens (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Konturdarstellung als 0, 2, 4, 6, 8 %).

Im westlichen Bereich des Talchir-Beckens sind Sedimente der Kamthi-Formation (Raniganij, Panchet und Supra Panchet) aufgeschlossen. Deren Morphologie wird durch das Auftreten von witterungs-resistenten eischüssigen Sandsteinen bestimmt. Ton- und Schluffsteine treten nur untergeordnet auf und markieren die Basis von Geländestufen. Die Kamthi-Formation wird allseitig von Störungen begrenzt, die die Sedimenteinheiten gegen das Basement des EGMBs und lokal, im Bereich des Rairakhol-Samal-Lineamentes, gegen die auf dem Basement diskordant aufliegenden Talchir-sedimente versetzen. Die Ergebnisse der Feldarbeiten (vgl. Abb 4-25) und Ergebnisse geologischer Kartierungen (CHAKRABORTY, 1989) zeigen, daß überwiegend die NE-SW, N-S und die NW-SE-Richtungen aktiviert worden sind.

Dies entspricht dem Ergebnis sowohl der richtungsstatistischen Auswertung der Satellitenbilder (Abb 4-16, Abb. 4-26) als auch der Felddaten (Abb. 4-25). Die Detailauswertungen im Maßstab 1 : 50.000 (FACHMANN ET AL., 2000) zeigen jedoch, daß in der großmaßstäblichen Interpretation die E-W Strukturrichtung untergeordnet vorhanden ist.

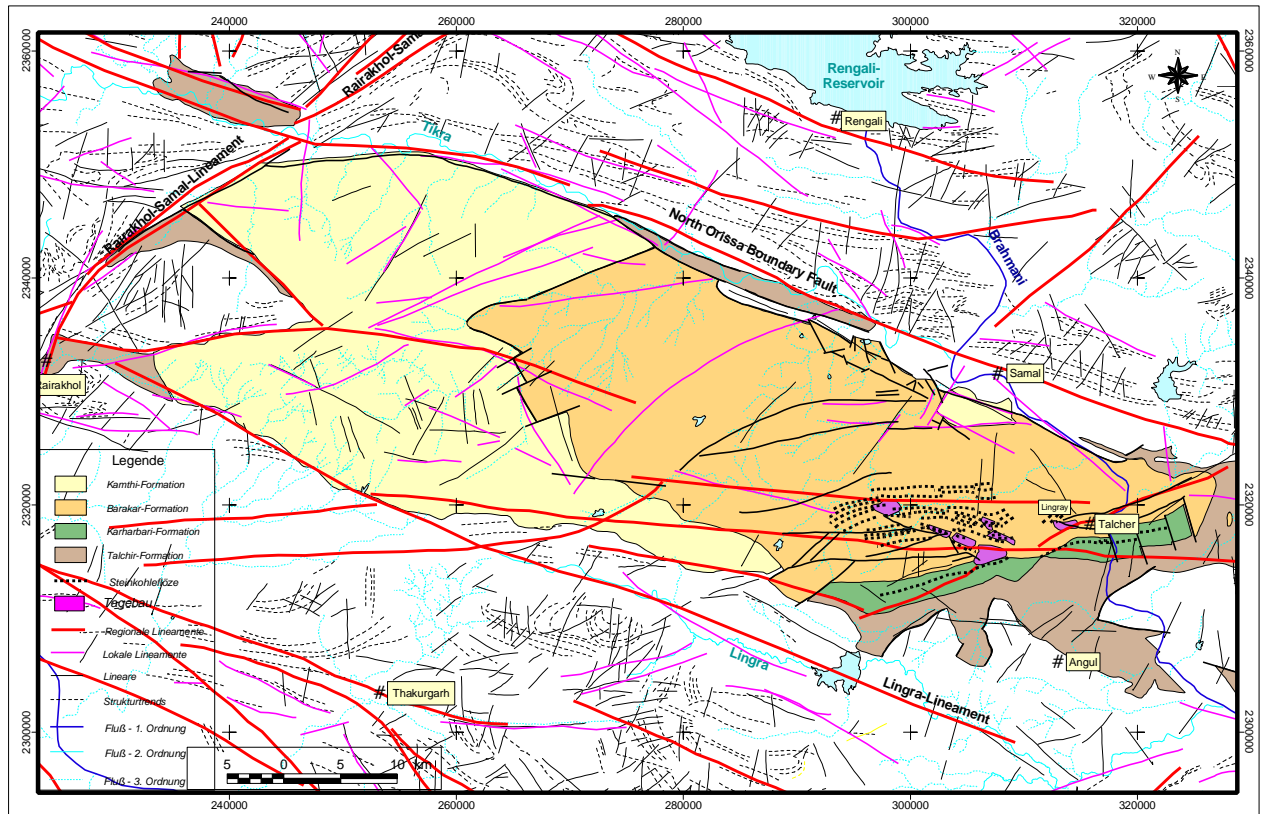


Abbildung 4-26: Detailausschnitt aus der Satellitenbildinterpretation für das Talchir-Becken, UTM-Koordinatensystem, Zone 45

Die NOBF markiert die Nordgrenze des Talchir-Beckens durch eine komplizierte Abfolge von Staffelbrüchen. Direkt an die Tikra-Domäne angrenzend sind schmale, störungsparallele Talchirrelikte erhalten geblieben, die sich im weiteren Verlauf zwischen der Rairakhol-Domäne und der Riamal-Samal-Domäne fortsetzen.

Südlich von Samal sind, allseitig von Abschiebungen umgeben, Sedimente der Kamthi-Formation über Damuda-Sedimenten aufgeschlossen.

Direkte geologische Aufschlüsse mit Gondwanasedimenten bzw. im Basement konnten im Bereich der NOBF aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht untersucht werden. Die bruchtektonische Natur der NOBF wurde aus der Störungsauswertung der angrenzenden Tikra-Domäne übertragen (vgl. Kapitel 4.5.3).

5. Untersuchung basischer Intrusiva im Umfeld des Mahanadi-Riftes

5.1 Allgemeines

In der Beschreibung von Antriebsmechanismen und der Dynamik plattentektonischer Vorgänge wird Mantelprozessen eine wesentliche Triggerfunktion zugeordnet. Überregionale Extensionsfelder sind beim Rifting kontinentaler Kruste zumeist mit dem Aufstieg und der Intrusion von Mantelmaterial in obere Krustenniveaus verbunden.

Basische Intrusiva, die von lokalen Gangintrusionen über ausgedehnte Gangschwärme bis zu Flutbasalten in Erscheinung treten, werden auf allen Kontinenten nachgewiesen. Der genetische Bezug von basischen Intrusionen mit Mantelprozessen erlaubt eine Reihe geologisch wichtiger Aussagen.

1. Regionale Extensionsspannungsfelder und kontinentales Rifting sind mit dem Auftreten basischer Gänge bzw. Gangsysteme verbunden.
2. Die geometrischen bzw. geochronologischen Beziehungen unterschiedlicher Gangsysteme bilden den Schlüssel zu räumlichen und zeitlichen Variationen des lokalen wie auch regionalen Spannungsfeldes.
3. Die Orientierung von Gangsystemen auf unterschiedlichen Krustenblöcken ermöglicht im Zusammenhang mit deren paläomagnetischen Signaturen die Rekonstruktion von Kontinentkonfigurationen in Raum und Zeit.
4. Geochemische Signaturen geben Informationen über Mantelchemismus, Magmenreservoirs, Intrusionsniveau und Krustenkontaminationen.

5.2 Methodik

Eine der ursprünglichen Zielstellungen des Projektes „Mahanadi-Rift“ war der Vergleich von basischen Gängen im Bereich des Lambert-Rifts (HOFMANN, 1991; ANDRONIKOV & EGOROV, 1993) mit denen des Mahanadi-Rifts. Zu Beginn des Projektes waren jedoch, abgesehen vom System der Newer Dolerite Dykes (VERMA & PRASAD, 1974; MALLIK & SARKAR, 1994) im Bereich des Mahanadi-Riftes, keine basischen Intrusiva beschrieben bzw. untersucht worden.

Neben der Lokalisierung von basischen Gängen im Rahmen der Feldarbeiten wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

- Untersuchung der Raumlage der Gangsysteme (Kapitel 5.3),
- Petrografie der Gefügetypen von basischen Gängen (Kapitel 5.4),
- geochemische Analyse der Gänge auf Haupt- und Nebenelemente, Seltene Erden (Kapitel 5.5),
- Untersuchungen zu gesteinsmagnetischen Eigenschaften und der Orientierung der remanenten Magnetisierung (Kapitel 5.6),
- Datierung von ausgewählten basischen Intrusiva mittels K/Ar-, Ar/Ar- und Sm/Nd-Methode in Verbindung mit isotopengeochemischer Auswertung (Kapitel 6 und 7).

5.3 Strukturelle Position basischer Gänge im Umfeld des Mahanadi-Riftes

Mit Ausnahme der Newer Dolerite Dykes (Singhbhum-Kraton) sind bislang keine systematischen Arbeiten über basische Gänge aus der Umrandung des Mahanadi-Riftes bekannt. Die Identifizierung der basischen Gänge ist durch ungünstige Aufschlußverhältnisse behindert. Einerseits weisen die basischen Gänge keinen Verwitterungskontrast zum metamorphen Nebengestein auf und andererseits reduziert die geringe Anzahl von Aufschlüssen durch Lateritdecken, Schwemmlerflächen bzw. Hangschutt die Wahrscheinlichkeit einer Lokalisierung.

Die lokalisierten basischen Intrusiva werden entsprechend ihrer regionalgeologischen Zuordnung in folgende Ganggruppen eingeteilt (Abb. 5-1):

- Ganggruppe I: basische Gänge in Gondwanasedimenten bzw. Offshore-Sedimenten,
- Ganggruppe II: basische Gänge im Basement / Bereich des EGMB,
- Ganggruppe III: basische Gänge im Basement / Bereich der Tikra-/Rengali-Domäne,
- Ganggruppe IV: basische Gänge im Basement / Bhandara-Kraton/Chattisgarh-Becken.

Ganggruppe I - Gondwanasedimente bzw. Offshoresedimente

Im Gegensatz zu der Vielzahl von Intrusionen in den permisch-spätriassischen Gondwanasedimenten des Lambert-Riftes (HOFMANN, 1991) wie auch im Damodar-Valley (MIDDLEMOST ET AL., 1988) sind bislang, trotz intensivem Steinkohlenbergbau im Talchir- und Ib-Riverbecken, keine basischen Intrusiva beschrieben worden. Durch Informationen von Prof. Mahalik (Uthkal University Bhubaneswar) konnte ein Gangaufschluß bei Naraj (Aufschluß 1-96) untersucht werden, der kretazische Sedimente des Athgarh-Beckens durchschlagen hat. Der basische Gang ist auf einer SSE-NNW streichenden Länge von ca. 25 m mit einer Mächtigkeit von 3 - 4 m aufgeschlossen. Der Gang intrudierte in horizontale Ton- bis Schluffsteinfolgen der unteren Abfolgen der Athgarhsedimente (TIWARI ET AL., 1987). Ein Kontakt zum Nebengestein ist aufgrund des starken Bewuchses nicht aufgeschlossen (Bildtafel IV/Bild 6). Der Gang folgt dem NE-SW Streichen des Naraj-Lineamentes.

Durch intensive Explorationstätigkeit im Mahanadi Onshore- und Offshore-Becken wurde neben geophysikalischen Untersuchungen eine Reihe von Tiefbohrungen niedergebracht (JAGANNATHAN ET AL., 1983; FULORIA, 1993, SAHAY, 1999). Als seismischer Reflektor wurde durch Bohrungen ein 50-800 m mächtiger Vulkanitkomplex als diskordante Auflage auf dem metamorphen Basement der EGMB erkundet. Von der Oil India Ltd., Dr. C.F. Das, wurde aus der Offshore-Bohrung MND 7 Probenmaterial zur Verfügung gestellt, wovon lediglich ein Bohrkern von der Basis des stratiformen Vulkanitkomplexes für die geochemisch-geochronologischen Untersuchungen verwendet werden konnte.

Ganggruppe II - Eastern Ghats Mobile Belt

Der EGMB bildet das Basement des Talchir-Beckens. Ausgehend von einem bereits in HALDEN ET AL. (1982) beschriebenen basischen Ganges bei Angul konzentrierten sich die Untersuchungen auf den Südrandbereich des Talchir-Beckens. Basische Intrusionen, die als Metabasite Teil der metamorphen Komplexe des Basements sind, wurden nicht untersucht. Im Ergebnis umfangreicher Feldarbeiten konnten im Bereich der Angul-Domäne weitere Gänge lokalisiert werden, die diskordant das metamorphe Basement sowie Granitintrusionen bzw. begleitende Aplite und Pegmatite durchschlagen..

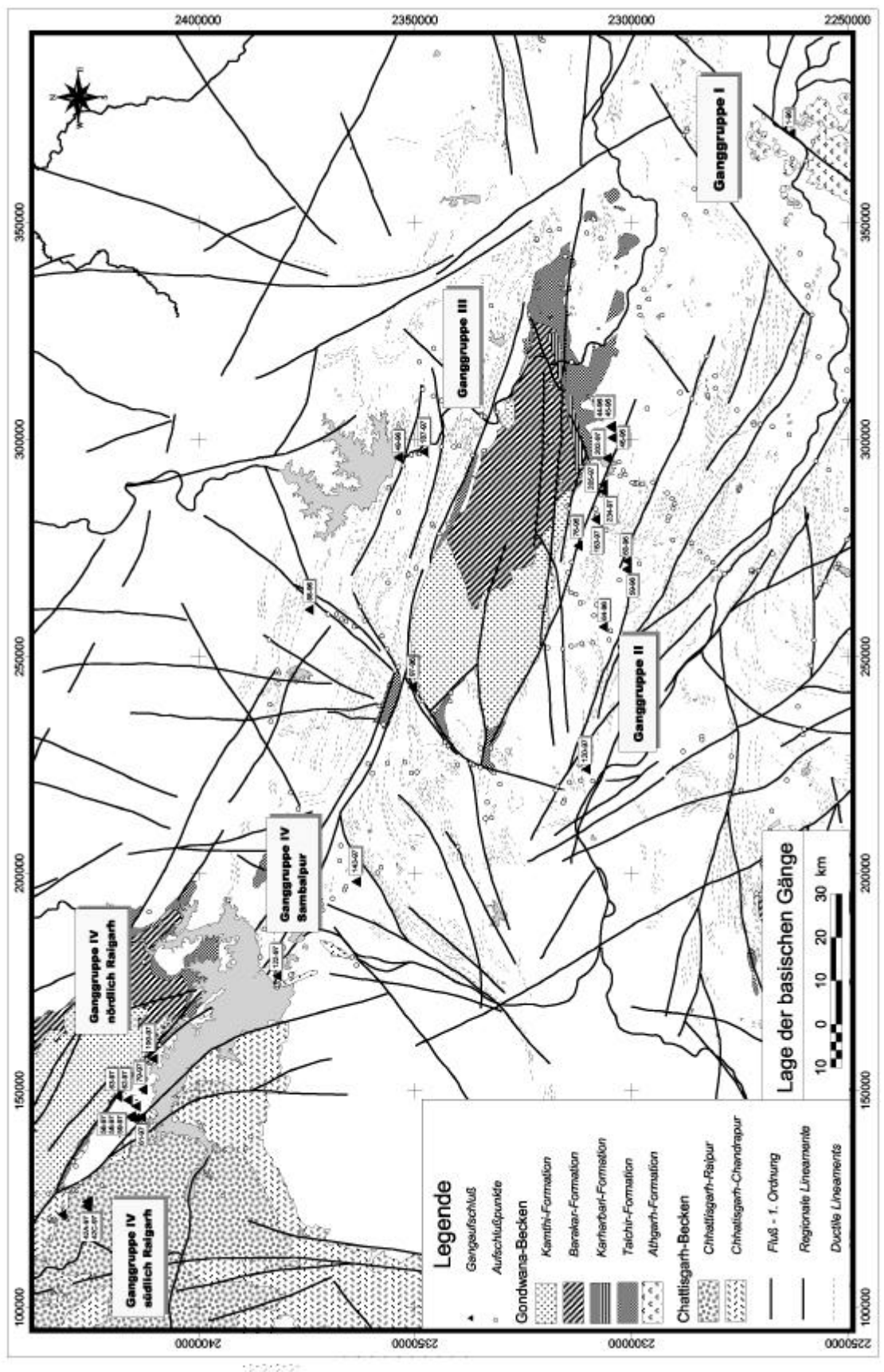


Abbildung 5-1: Kartendarstellung mit Lage und Aufschlußnummer der untersuchten basischen Gänge

Das Maximum der Richtungsverteilung für die Gänge liegt in NE-SW-Richtung. Eine Ausnahme bildet ein basischer Gang (200/85) westlich von Angul (Aufschluß 46-96 – Bildtafel IV/Bild 1), der sich im Scheitelbereich einer F3-Faltenstruktur (S2 – 85/75) befindet. Die richtungsstatistische Analyse der Gänge in Bezug auf das Generalstreichen der Hauptfoliation zeigt, daß die Differenz zwischen Hauptfoliation und Gangorientierung mit $60 - 85^\circ$ konstant ist. Durch eine Rotation um die F3-Faltenachse kann der Gang bei Angul in die NE-SW Orientierung überführt werden. Aus dieser strukturellen Relation kann eine Intrusion zwischen post-D2 und prä-D3 abgeleitet werden.

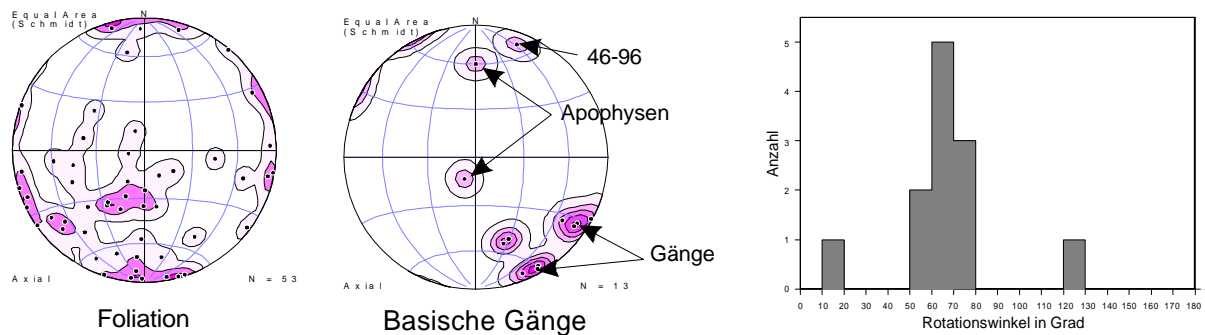


Abbildung 5-2: Richtungstatistische Auswertung der Raumlage von basischen Gängen und deren Rotationswinkel zur Hauptfoliation im Bereich der Angul-Domäne (Darstellung der Flächenelemente als Durchstoßpunkt der Flächennormalen in stereografischer Projektion, Achsenebene der Faltenachse als Großkreis, Konturdarstellung als 0,2,4,6,8 %)

Die Gänge besitzen eine schwarze, feinkristalline Grundmasse, z.T. sind Plagioklasleisten mesoskopisch sichtbar. Eine Kontaktzone im metamorphen Nebengestein war nicht zu erkennen. Im Aufschlußbild lassen sich zwei Gangtypen unterscheiden:

- im granulitfaziellen Basement weisen die Gänge eine feinkristalline Grundmasse und scharfe Kontakte zum Nebengestein auf (Bildtafel IV/Bild 5 – Aufschluß 59-96),
- im Bereich der Granitintrusionen zeigen die basischen Intrusionen im Aufschlußbereich Deformationen (Aufschluß 64-96 - Bildtafel IV/Bild 2) und eine metamorphe Umwandlung zu „Amphiboliten“ mit grobkörnigem euqigranularen Gefüge.

Im Bereich der Tikrapara-, Chilka-Lake- und der Phulbani-Domäne konnten keine basischen Gänge nachgewiesen werden.

Die basischen Gänge werden von Pseudotachyliten (vgl. Kap. 7), Quarz/Feldspatgängen und Störungen geschnitten bzw. ihr Kontakt zum Nebengestein (Aufschluß 202-97 – Bildtafel IV/Bild 3) reaktiviert. Insgesamt wurden von 12 basischen Gängen und 4 „Amphiboliten“ Probenmaterial zwischen 2 - 4 kg zur petrografischen, geochemischen bzw. geochronologischen Untersuchung entnommen (vgl. Anlage 11.4). Für die paläomagnetischen Untersuchungen erfolgte die Beprobung mittels eines Kernbohrgerätes.

Tikra-/Rengali-Domäne

Wie in Kapitel 2 beschrieben, existieren zwischen der Tikra- und Rengali-Domäne wesentliche strukturelle Unterschiede. Obwohl innerhalb der Tikra-Domäne durch ihre Lage zur NOBF am ehesten basische Intrusionen zu erwarten wären, die mit Reaktivierungen der NOBF bzw. der Anlage und Entwicklung des Mahanadi-Riftes in Verbindung stehen könnten, wurden keine Gänge gefunden.

In der Rengali-Domäne war unmittelbar am Fuß des Rengali Staudammes (Aufschluß 49-96) ein Gang (MAHALIK, 1994) sehr gut aufgeschlossen und wurde intensiv untersucht. Der Gang streicht mit steilem Einfallen in NE-SW-Richtung. Er ist durch Querstörungen in einzelne Segmente zergliedert, die parallel zur mylonitischen Foliation versetzt sind. Foliationskonform sind Apophysen in die Gneise intrudiert (Bildtafel IV/Bild 4). Im Randbereich des Ganges sind Merkmale kontaktparalleler spröder Scherung sichtbar, die mit ihrem sinistralen Schersinn mit dem sinistralen Versatz der Apophysen übereinstimmen. In BAER & BEYTH (1990) werden verschiedene Modelle diskutiert, die eine Segmentation von basischen Gängen erklären können. Durch geometrische Modellierungen (BAER & BEYTH, 1990) konnte nachgewiesen werden, daß bei der Anwesenheit von Anisotropien im Nebengestein (Foliation, diskrete Scherzonen) und einer zum Streichen des Ganges unter einem Winkel $\approx 90^\circ$ ansetzende Hauptnormalspannung ≈ 3 eine Segmentation mit subsequenter, kontaktparalleler Scherung möglich ist. Auf diese Weise sind auch die Apophysen parallel zur Foliation erklärbar, wobei weitgehend sprödes Materialverhalten des Nebengesteins Voraussetzung sein muß.

Die NE-SW Generalstreichrichtung des Ganges entspricht sowohl dem Streichen der jüngsten Generation der Newer Dolerite Dykes (MAHALIK, 1994) als auch dem der basischen Gängen im EGMB. In der Verlängerung des Rairakhol-Samal-Lineaments (PANDA & PATRA, 1992) und dem Bereich der Malagyiri-Assemblage (SARKAR ET AL., 1990c) treten in Migmatiten, tonalitischen Gneisen und Charnokiten foliationsparallele, ESE-WNW orientierte Gänge auf. Diese Gänge zeigen bei intensiver Interdeformation eine Amphibolisierung. Dies deutet an, daß die Dolerite nach der Migmatitisierung intrudiert sind, jedoch subsequent metamorph beeinflusst wurden.

Bhandara-Kraton/Chattisgarh-Becken

Die Untersuchung der basischen Intrusionen im Bhandara-Kraton umfaßt drei separate Gebiete (siehe Abb. 5-1). Sowohl im Umfeld von Sambalpur als auch südlich von Raigarh werden basische Gänge in TRIPATHI & MURTI (1981) und der geologischen Karte (KRISHNASWAMY, 1979) beschrieben.

Mit Ausnahme der Gänge am Fuß des Hirakud Staudammes sind sämtliche Gänge schlecht aufgeschlossen. Zumeist markiert eine Boulderspür das Streichen. Da jedoch Gänge mit größerer Mächtigkeit für die Schottergewinnung genutzt werden, bestehen lokal gute Probenahmemöglichkeiten. Der Kontakt zum Nebengestein ist infolge der mächtigen Verwitterungsdecke häufig nicht aufgeschlossen. Die Raumlage der Gänge der jeweiligen Teilgebiete ist aus Abb. 5-3 ersichtlich.

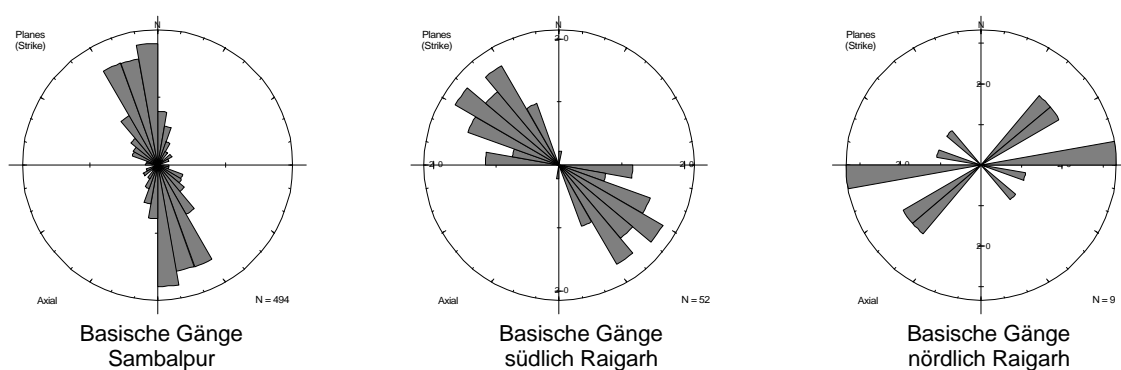


Abbildung 5-3: Richtungsstatistische Auswertung der basischen Gänge anhand der Kartenunterlagen (Gebiet Sambalpur, südlich von Raigarh) und den Felddaten (Gebiet nördlich von Raigarh), Darstellung (gewichtet für Sambalpur und südlich von Raigarh) als Richtungsrosen (10°)

Im Auslaufbereich des Hirakud Staudammes sind zwei NNW-SSE streichende basische Gänge auf einer Länge von ca. 300 m aufgeschlossen. Sie fallen bei einer Mächtigkeit von 4 - 10 m steil ein.

Das hellgrau - grünliche Gangmaterial weist ein sehr feinkörniges Gefüge auf. Interndeformationen bzw. interne Gefügevariationen (Rand bis Zentrum) sind nicht sichtbar. Parallel zum Kontakt verlaufen Scherzonen mit dextralem Schersinn, die Merkmale von duktiler und subsequenter kataklastischer Deformation zeigen (mgl. Pseudotachylite). Die basischen Gänge werden durch NE-SW streichende Störungen sinistral versetzt (Diskussion - siehe Kapitel 4.5.4). Angaben zu den Aufschlüssen sind in Anlage 11.4 enthalten.

Wesentliches morphologisches und geologisches Merkmal des Basements nördlich von Raigarh sind Quarzitrücken, die aus der Ebene herausragen. Diese Quarzitrücken konnten als mehrfach reaktivierte, mineralisierte Scherzonen identifiziert werden. Im Randbereich der Quarzrücken wurden einige basische Gänge lokalisiert. Die basischen Gänge weisen bei Gangmächtigkeiten von 1,5 - 4 m mit W-E und NE-SW zwei Hauptstreichrichtungen auf (Abb. 5-3). Die bruchtektonische Reaktivierung der Quarzrücken verursacht einen dextralen Versatz der NE-SW streichenden Gänge. Das Gefüge der Gänge variiert mit dem Streichen, wobei NE-SW streichende Gänge hauptsächlich ein kristallines Gefüge und W-E Gänge ein dichtes Gefüge aufweisen. Die ESE-WNW Gänge sind mächtiger und werden bevorzugt zur Schottergewinnung abgebaut.

Südlich von Raigarh durchschlägt ein Gangsystem die proterozoischen Sedimente des Chattisgarh-Beckens. Nach TRIPATHI & MURTI (1981) stehen in diesem Gebiet karbonatische Tonschiefer (Guderdehi-Schiefer) der Raipur-Gruppe an. Die Raipur-Gruppe, speziell die Guderdehi-Schiefer, bilden die finale stratigrafische Einheit der Chattisgarh-Sedimentation. Sie werden nach paläomagnetischen Untersuchungen in den Zeitraum von 1100 Ma - 800 Ma (MURTI, 1987) eingeordnet. Im Streichen lassen sich die Gänge über ca. 200 - 800 m verfolgen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 - 30 m. Die Hauptstreichrichtung ist NW-SE (vgl. Abb. 5-3). Das Ganggestein besitzt eine hellgrau-grünliche Farbe mit einem sehr dichten Gefüge. Zwischen Kern und Randzone konnten keine Gefügedifferenzen (Fließstrukturen, Xenolithe, Fraktionierung, mehrphasige Intrusionen) festgestellt werden.

5.4 Petrographie

5.4.1 Allgemeines und Methodik

Die petrografische Untersuchung der basischen Gänge erfolgte unter zwei Aspekten. Ein Schwerpunkt lag auf der Ermittlung des Mineralbestandes, der Mikrogefüge und der sekundären Mineralumwandlungen zur Verifizierung der geochemischen Signaturen. Zudem wurde zur Charakterisierung von Trägern des remanenten Magnetismus des opaken Mineralgefüge untersucht.

Die optischen Untersuchungen wurden mit einem „Jenapol“ - Mikroskop für Auf- und Durchlicht vorgenommen. Zur Untersuchung submikroskopischer Strukturen und der Identifizierung von Mineralphasen sind polierte Dünnschliffe am Rasterelektronenmikroskop „JEOL 6400“ mit EDX-Einrichtung am Institut für Geologie der Bergakademie Freiberg untersucht worden.

Die Ergebnisauswertung der EDX-Messung erfolgte mittels des Softwareprogrammes „MINPET 2.0“.

5.4.2 Ganggruppe I – Gänge in Gondwana- bzw. Offshore-Sedimenten

Das Mikrogefüge des basischen Ganges von Naraj (NAR 1 - Onshore Bereich des Mahanadi-Beckens) unterscheidet sich signifikant von der Basaltprobe der Offshore Bohrung-MND 7 (MAH 1).

Im Gang von Naraj (NAR1) treten als Hauptminerale Plagioklas, Klinopyroxene und opake Minerale auf. Akzessorisch konnten Hornblende, Biotit, Chlorit, Serizit, Apatit und Kalifeldspat identifiziert werden. Der Plagioklas bildet mit leistenförmigen Mineralaggregaten von 100 - 500 μ m Länge ein für subvulkanische bis hypabyssische Ganggesteine typisches intersertales, ophitisches Gefüge (Bildtafel VII/Bild 6). Die Plagioklasleisten sind idiomorph ausgebildet und weisen Verzwillingungen nach dem Albitgesetz, untergeordnet nach dem Karlsbader Gesetz, auf. Die Plagioklasleisten werden teilweise von Klinopyroxenen subophitisch umschlossen und zeigen teilweise eine durch sekundäre Alteration hervorgerufene Serizitierung. Nach dem Ergebnis der EDX-Messungen überwiegen Ca-reiche Plagioklase mit einer Zusammensetzung zwischen Labradorit und Bytownit. Die Klinopyroxene bilden hyp-idiomorphe Mineralaggregate von Augit und Pigeonit. In der chemischen Zusammensetzung überwiegen die Ca-armen Pyroxene (Abb. 5-4). In den Mineralrandzonen ist stellenweise eine autohydrothermale Epidotbildung erkennbar. Orthopyroxene treten weit hinter Klinopyroxenen zurück. Primärmagmatische Hornblende ist durch eine vollständige Opacitisierung charakterisiert. Dieser Prozeß, der die Hornblendeminerale isomorph durch ein Gemenge aus Magnetit, Hämatit bzw. Klinopyroxenen ersetzt, könnte infolge der Druckentlastung während Magmenaufstieges stattgefunden haben (HALL, 1995).

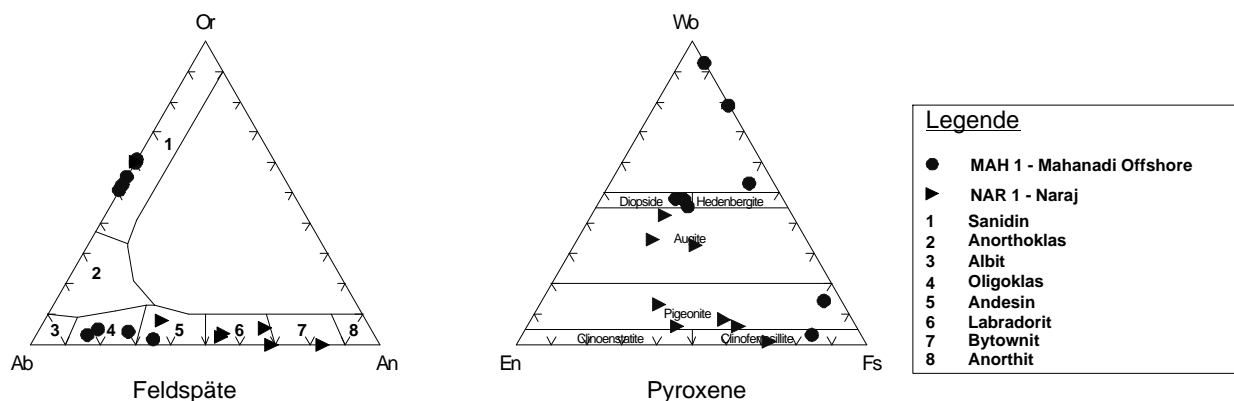


Abbildung 5-4: Darstellung der halbquantitativen EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene Ganggruppe I

Große, idiomorphe Titanomagnetite bilden die optisch sichtbaren Remanenzträger. Der Titanomagnetit zeigt ein skelettartiges Gefüge. Die Auflicht- bzw. REM-Untersuchung ergab, daß der Titanomagnetit sowohl Merkmale von Hochtemperatur- als auch von autohydrothormaler Niedrigtemperaturoxidation aufweist. Nach ADE-HALL ET AL. (1968) werden Oxidationsvorgänge, die durch Entmischungsvorgänge bei Temperaturen $> 350^{\circ}\text{C}$ charakterisiert sind (Hochtemperaturoxidation), in sechs optisch bestimmbare Oxidationsklassen eingeteilt. Diese beschreiben die optischen Merkmale der progressiven Entmischung von Titanomagnetit über Ilmentit bis hin zu Pseudobrookit. Weitere Untersuchungen in ADE-HALL ET AL. (1971) und JOHNSON & HALL (1978) betreffen Tieftemperaturoxidationsvorgänge $< 300 - 350^{\circ}\text{C}$, deren Erscheinungsformen in fünf Klassen eingeteilt werden. Merkmal dieser Tieftemperaturoxidation ist die Maghemitiserung. Ursache ist eine Substitution von Fe^{2+} durch Fe^{3+} im Spinellgitter (SOFFEL, 1991). Die durch Leerstellen bedingte Veränderung der Gitterkonstante verursacht einen Volumenschwund, der sich im Mikrobild durch feine Schrumpfungsrisse äußert. Endglied der Tieftemperaturoxidation ist ein Ersatz des Titanomagnetits durch nichtopake Minerale (Amphibole, Chlorit, Serizit).

Die Mikroaufnahmen (Bildtafel VIIa/Bild 4) zeigen deutliche Ilmenitleisten (HTO 2-3), die nach –001 im Titanomagnetit als Entmischungsleisten orientiert sind. Neben einer Maghemitisierung, die durch Schrumpfungsrisse (Bildtafel VIIb/Bild 1,2) erkennbar ist, wurden Randbereiche von Titanomagnetit vereinzelt hydrothermal in nicht opake Minerale (z.B. Titanit – Bildtafel VIIb/Bild 2) umgewandelt.

Diese Mineralumwandlungen können auf autohydrothermale Prozesse während der Intrusion der Gänge zurückgeführt werden, da die Alterationen nur spezifische Mineralphasen betreffen (BUTLER, 1992).

Der im Offshore-Mahanadi-Becken (MND 7) erbohrte Kern (MAH 1) weicht in der Gefügebildung vom Gang bei Naraj ab. In einer mosaikartigen Matrix aus hypidiomorphen Kalifeldspäten, Klinopyroxenen und Plagioklasen treten bis 1,5 mm große Phenocrysten von Sanidin auf. Akzessorische Minerale sind Hornblende, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Apatit, Quarz und Kalzit (Bildtafel VII/Bild 5). Die Sanidin - Phenocrysten weisen neben perthitischer Entmischung untergeordnet eine Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz auf. Entlang von Klüften kristallisieren feinkörnige Aggregate von Chlorit, Serizit und Kalzit. Die Plagioklase der Matrix sind Na-reicher (Oligoklas, Andesin – Abb. 5-4) mit einer Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Ca-reiche Pyroxene (Diopsid) bilden den überwiegenden Anteil mafischer Minerale als equigranulare, körnige Aggregate. Untergeordnet treten Fe-reiche Vertreter der Mischkristallreihe Enstatit-Ferrosilit auf.

Die akzessorisch auftretende Hornblende ist fast vollständig opacisiert, wobei dieser Prozeß wahrscheinlich synmagmatisch abgelaufen sein könnte. Die schon im Handstück sichtbaren Kalzitgänge deuten auf intensive sekundäre Beeinflussung der Vulkanite hin.

5.4.3 Ganggruppe II – Gänge im Eastern Ghats Mobile Belt

Die Gänge der Gruppe II weisen bei gleicher struktureller Position eine breite Gefügediversität auf.

Es lassen sich drei Gefügetypen der basischen Intrusionen unterscheiden:

- Gefügetyp 1 (II-1) - intersertales Gefüge von subophitischen Plagioklasen über Klinopyroxene,
- Gefügetyp 2 (II-2) - equigranulares Gefüge von Pyroxenen und Plagioklasen,
- Gefügetyp 3 (II-3) - metamorphes Rekristallisationsgefüge mit Biotit und Amphibolen.

Den Gefügetyp 1 kennzeichnet ein intersertales Plagioklasteilgefüge mit Individuen bis 1,5 mm Länge. Die Plagioklase (Andesin-Labradorit, untergeordnet Bytownit) bilden mit polysynthetischer Verzwillingung (Albit- und Periklingesetz) den Hauptgemengenteil. Zwischen den Plagioklasleisten treten teilweise uralitisierte hypidiomorphe Klinopyroxene (Augit) mit einer Größe von 200 - 500 µm auf (Bildtafel VII/Bild 1). Akzessorien sind Pigeonit, Diopsid, Orthopyroxen, Biotit, Amphibole, Titanomagnetit, Ilmenit und Pyrit. Amphibole sind ausschließlich an die Uralitisierung der Klinopyroxene gebunden. Im Gefüge fehlt Granat, welcher eindeutig eine höhergradige Metamorphose belegen würde. Gegen diese Metamorphose spricht auch die Erscheinungsform der uralitisierten Pyroxene. Die Grundmatrix wird durch ein Gemenge aus feinkörnigem leistenförmigen Plagioklas mit xenomorphen Klinopyroxenen gebildet. Stellenweise (Probe 202-97a) treten im intersertalen Plagioklasteilgefüge porphyrische Phenocrysten von Klinopyroxenen bis 2,0 mm auf (Bildtafel VIIc/Bild 1). Eine sekundäre Alteration der Plagioklase durch Serizitisierung bzw. Saussuritierung tritt nur sehr untergeordnet auf. Titanomagnetit bildet den Hauptteil der opaken Minerale. Der Mineralhabitus läßt die primär-magmatische Kristallform des Titanomagnetits als Skelett erkennen (Bildtafel VIIa/Bild 6).

Die Mineralneubildung von Biotit und Amphibolen im Saum der Titanomagnetite deutet auf einen metamorphen Einfluß hin. Es ist anzunehmen, daß eine pseudomorphe Mineralneubildung von Titanomagnetit bzw. Titanomaghemit stattgefunden haben muß (Bildtafel VIIb/Bild 3). Ilmenit tritt als xenomorphes Individuum auf.

Der Übergang zwischen dem Gefügetyp 1 und 2 ist durch das zunehmende Auftreten von Plagioklasleisten in der equigranularen Grundmasse erkennbar. Diese Plagioklasleisten zeigen einen Habitus, der für doleritische Gangintrusionen charakteristisch ist (Bildtafel VII/Bild 3). Die weitere Gefügeentwicklung zum Gefügetyp 1 ist durch das Auftreten von vollständig uralitisierten, jedoch primär-magmatischen Pyroxenen gekennzeichnet. Die Matrix ist jedoch weiterhin equigranular ausgebildet.

Der Gefügetyp 2 ist durch eine nahezu equigranulare Matrix gekennzeichnet. Es bestehen fließende Übergänge zu Gefügetyp 1. Bei einer durchschnittlichen Korngröße zwischen 50 - 200 µm bilden xenomorphe Plagioklase, Klinopyroxene und opake Minerale die Hauptbestandteile. Als Nebengemengteile treten Orthopyroxene, Amphibole, Biotit und Pyrit auf (Bildtafel VII/Bild 2). Die Plagioklase, Bytownit - Anorthit, zeigen teilweise eine zonare Auslöschung. Die Ausbildung von Translationszwillingen könnte auf tektonische Beeinflussung hindeuten. Augit bildet den Hauptteil der Klinopyroxene, wobei untergeordnet Diopsid und Pigeonit auftritt (Abb. 5-5). Die opaken Mineralphasen umfassen Titanomagnetit, Phyrrothin, Ilmenit und Pyrit. Diese weisen jedoch keinen Bezug zu primär-magmatischen Gefügen auf und könnten somit als Mineralneubildungen interpretiert werden.

Der Gefügetyp 3 kann eindeutig den basischen Intrusionen zugeordnet werden, die bereits im Aufschluß Merkmale duktiler Deformation zeigen. Das Gefüge wird durch tafelige, zonare Plagioklase (Oligoklas-Andesin) und Amphibole (hauptsächlich Tschermakit) dominiert. Die mosaikartige Matrix setzt sich aus hypidiomorphe Plagioklas, Biotit und opaken Mineralen (Ilmenit) zusammen (Bildtafel VIIc/Bild 2). Primär-magmatische Gefüge sind nicht mehr erkennbar.

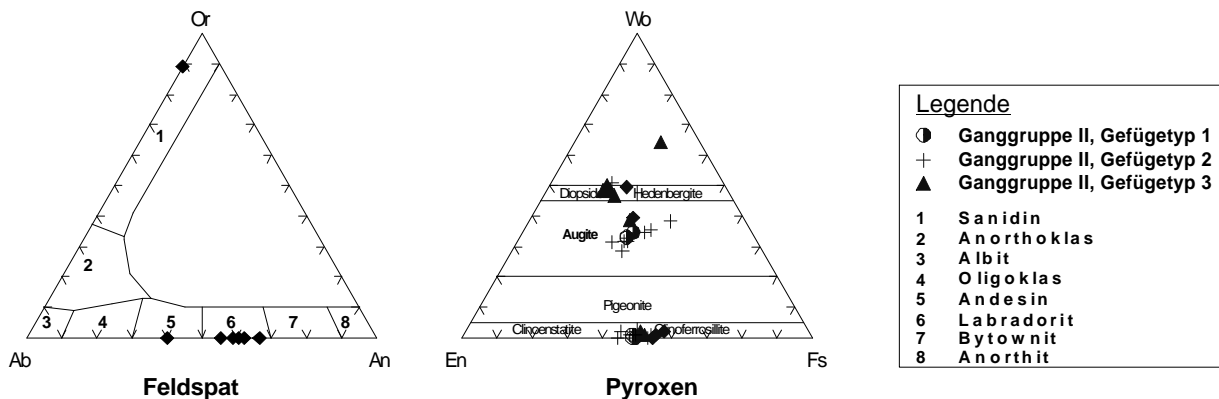


Abbildung 5-5: Darstellung der EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene für Ganggruppe II

Die Dünnschliffuntersuchungen der Ganggruppe II zeigten, daß neben einer synmagmatischen Alteration die basischen Gänge postintrusiv einer thermischen Beeinflussung unter metamorphen Bedingungen ausgesetzt waren. Für eine tektonische Beeinflussung fehlen eindeutige Merkmale im Mikrogefüge. Die Gefügetyp 1 bis Gefügetyp 3 zeigen eine Gefügeentwicklung, die durch zunehmende metamorphe Beeinflussung begründet sein könnte. Für eine regionale Interpretation ist jedoch wichtig, daß Amphibolite des Gefügetypes 3 ausschließlich innerhalb von großräumigen Granitintrusionen („megacrystic granites“) und die Gänge des Gefügetypes 2 unmittelbar angrenzend auftreten. Als Ursache der zunehmenden thermischen Beeinflussung der basischen Gänge könnte eine erhöhte Fluidaktivität innerhalb und im Umfeld der Granitintrusionen herangezogen werden. Dieser Prozess könnte unterschiedliche Gefügetypen für ein Gangintrusionsereignis erklären.

5.4.4 Ganggruppe III – Gänge in der Tikra-/Rengali-Domäne

Die für die Rengali-Domäne wichtigen basischen Intrusionen im Bereich des Rengali Staudammes weisen starke Analogien zum Gefügetyp 1 der Ganggruppe II auf. Das Gefüge ist doleritisch und wird durch ein intersertales Plagioklasteilgefüge (< 1,3 mm Länge) charakterisiert. Die idiomorphen, leisten- bis tafelförmigen Plagioklase (Andesin-Bytownit – Abb 5-6) zeigen eine Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Eine Serizitisierung der Plagioklase ist schwach ausgebildet (Bildtafel VII/Bild 4). Zwischen den Plagioklasleisten tritt Augit als häufigstes mafisches Mineral auf. Die Augite sind sekundär stark alteriert. Häufig tritt eine Uralitisierung mit Epidotneubildung auf. Akzessorisch treten Biotit, Amphibole, Titanomagnetit, Ilmenit und Pyrit auf.

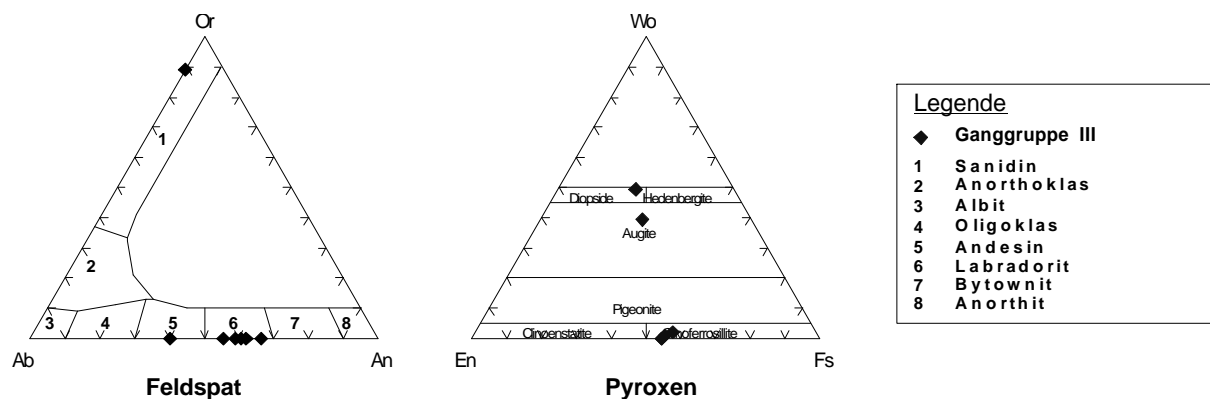


Abbildung 5-6: Darstellung der EDX-Analyse für Feldspäte und Pyroxene für Ganggruppe III

Die Untersuchung der Erzminerale bestätigte die Analogien zur Ganggruppe II (Bildtafel VIIa/Bild 5). Titanomagnetit tritt noch in seiner primär-magmatischen Kornform auf, die jedoch keine Anzeichen von Hochtemperaturoxidation aufweist (Bildtafel VIIb/Bild 4). Die Neubildungen von Kalifeldspat (Abb. 5-6), Biotit und Amphibol im Randbereich der Titanomagnetite stützt die Annahme einer thermischen Beeinflussung. Pyrrhotin tritt als weitere paläomagnetisch relevante Mineralphase auf.

5.4.5 Ganggruppe IV – Gänge im Bhandara-Kraton und im Chattisgarh-Becken

Die Ganggruppe IV umfaßt Gänge in drei Gebieten; im Umfeld von Sambalpur (Subgruppe 1 – IV/1), südlich von Raigarh (Subgruppe 2 – IV/2) und nördlich von Raigarh (Subgruppe 3 – IV/3). Das Mikrogefüge der Gänge, die überwiegend NW-SE bis WNW-ESE streichen, wird durch tafelig bis leistenförmig ausgebildete Plagioklasaggregate (Bildtafel VIIc/Bild 4,5) bestimmt, die in ein ophitisch intersertales Matrixgefüge eingebettet sind. Die Größe der Plagioklase erreicht 2,5 mm. Die Plagioklase zeigen eine intensive Alteration, die, belegt durch EDX-Messungen, als eine z.T. vollständige Albitisierung identifiziert wurde.

Die Plagioklase sind teilweise nach dem Albitgesetz, untergeordnet nach dem Periklingesetz, verzwillingt. Die primäre Zusammensetzung der Plagioklase liegt nach Messungen an nicht alterierten Individuen im Bereich Andesin-Labradorit. Die hypidiomorphen Klinopyroxene sind subophitisch von Plagioklasen überwachsen.

Sie zeigen eine intensive Uralitisierung (Bildtafel VIIc/Bild 3). Hypidiomorphe, seltener idiomorphe Augite, bilden die Hauptmasse der Klinopyroxene. Die selten auftretenden Orthopyroxene weisen Merkmale einer Bastitisierung auf.

Die Auflichtuntersuchung erlaubte die Identifizierung verschiedener Erzmineralphasen. Große, idiomorphe Titanomagnetite bis 1,0 mm bilden den Hauptteil der opaken Phasen (Bildtafel VIIc, Bild 4). Ilmenitleisten nach -001- belegen eine intensive, primäre Hochtemperaturoxidation (Bildtafel VIIa/Bild 2). Schrumpfrisse in den Titanomagnetiten weisen auf eine Maghemitisierung durch Tieftemperaturoxidation (Bildtafel VIIb, Bild 6) hin. Stellenweise sind die Titanomagnetite vollständig durch nichtopake Mineralgemenge (Leukoxene – Bildtafel VIIb/Bild 8) ersetzt worden. Dies unterstreicht den hohen Grad sekundärer Alteration. Die zweite Erzmineralphase bildet Chalkopyrit. Chalkopyrit tritt in fleckigen Mineralaggregaten (< 600 µm) auf. (Bildtafel VIIa/Bild 1). Ursache dafür könnten hydrothermale Fluide sein.

Die NE-SW streichenden Gänge (IV/3) zeigen gleichfalls ein typisch doleritisches Gefüge, an deren Aufbau jedoch überwiegend leistenförmige Plagioklase und tafelige Klinopyroxene in ophitisch-intersertaler Ausbildung beteiligt sind. Die Plagioklase (vorwiegend Andesin-Labradorit) zeigen Merkmale polysynthetischer Verzwillingung (Albit-, Periklin-, selten Karlsbader-Gesetz). Die durchschnittliche Korngröße ist mit 200 – 400 µm geringer als in IV/1 und IV/2. Die im Gefügebild sichtbaren Alterationen (Albitisierung, Serizitisierung) sind weniger intensiv als in IV/1. Klinopyroxene zeigen fast keine Uralitisierungserscheinungen. Akzessorisch treten Titanomagnetit, Pyrit, Orthopyroxen, Amphibol (stellenweise opacitisiert) und Apatit auf.

Gleichfalls NE-SW streichende Amphibolitgänge sind hinsichtlich Gefüge und Mineralbestand kompliziert aufgebaut. Die Gefüge werden durch tafelige (tschermakitische) oder nadelige Amphibole (Riebeckit-Aenigmatit) charakterisiert. Klinopyroxene sind vollständig uralitisiert bzw. chloritisiert.

5.5 Untersuchung von geochemischen Signaturen der basischen Intrusiva

5.5.1 Allgemeines und Methodik

Von den untersuchten Gängen sind jeweils Proben für geochemische Untersuchungen entnommen worden. Die Beprobung von Gängen mit größerer Mächtigkeit (südlich Raigarh, Sambalpur) erfolgte an mehreren Stellen, um interne Variationen abschätzen zu können (Anlage 11.4.).

Alle Proben wurden hinsichtlich der Hauptelemente und Nebenelemente mittels RFA im geochemischen Laboratorium der TU Berlin untersucht. Die Bestimmung weiterer seltener Elemente bzw. der SEE wurde mittels ICP-MS im NGRI Hyderabad bzw. von der Firma Actlabs, Canada durchgeführt. Zum Vergleich wurden drei Proben aus der in Hyderabad analysierten Proben gleichfalls von der Fa. Actlabs untersucht. Die Übersicht zu den Analysen und die Quellen für die jeweiligen Elemente sind in Anlage 11.5 spezifiziert. Weitere Details zur Probenaufbereitung und Analysendurchführung können aus Anlage 11.5 entnommen werden.

Zur Auswertung der geochemischen Daten, einschließlich der C.I.P.W.-Norm-Berechnung wurde das Programm „MinPet 2.0“ verwendet.

5.5.2 Die geochemischen Signaturen der Ganggruppe I

Die Proben vom Gang bei Naraj (NAR 1) und der Offshore-Bohrung (MAH 1) unterscheiden sich signifikant hinsichtlich der Hauptelemente sowie der Neben- und Spurenelemente. Entsprechend der Klassifikationsmodelle durch Hauptelemente (z.B. IRVINE & BARAGAR, 1971), immobile Spurenelemente (z.B. WINCHESTER & FLOYD, 1977) und der TAS-Klassifikation (LE MAITRE, 1989) können beide Proben folgendermaßen charakterisiert werden (siehe Abb. 5-7):

- Der Gang bei Naraj weist nach der TAS-Klassifikation die chemische Zusammensetzung eines quarz-normativen Basaltes mit tholeiitischer Affinität (AFM-Diagramm - C) auf. Die Klassifikation wird durch den Elementplot (Abb. 5-7, B) inkompatibler immobiler Elemente Zr/TiO_2 - Nb/Y nach WINCHESTER & FLOYD (1977) bestätigt,
- Wesentlich höhere Alkali-Gehalte bei geringeren Fe- bzw. Mg-Gehalten charakterisieren die Kernprobe aus dem Mahanadi-Becken als einen Alkalibasalt mit einem normativen Quarzanteil. Nach TAS ist diese Probe als basaltischer Trachyandesit anzusprechen. MgO -, CaO - und K_2O -Gehalte von 1,14 %, 3,4 % bzw. 4,49 % unterscheiden die Probe aus dem Offshore-Becken signifikant vom Dyke bei Naraj.

Obwohl eine statistisch gesicherte Diskussion der geochemischen Charakteristika dieser Gruppe durch die geringe Probenanzahl nicht möglich ist, sollen trotzdem einige Aspekte der SE und SEE - Variationen besprochen werden.

Der nach der geochemischen Klassifizierung (Abb. 5-7 A, B) signifikante Unterschied wird durch die Abreicherung von kompatiblen Elementen und die Anreicherung der inkompatiblen Elemente in MAH 1 gestützt. Wesentlich ist, daß der Sill bei Naraj einen höheren basischen Index ($mg\#$ -Wert = $Mg/(Mg^{2+}Fe^{2+})$) und somit einen geringeren Differenzierungsgrad aufweist als die Probe MAH 1. Die Anreicherung inkompatibler Elemente in MAH1 und somit eine progressive Magmenevolution wird durch Elementratios wie $Ti/Zr = 13,4$ (NAR1 - 91,8), $Zr/Y = 24,0$ (NAR1 - 4,5) signifikant belegt. Die vergleichsweise konstanten inkompatiblen Elementverhältnisse (La/Zr – MAH 1 = 0,119, NAR 1 = 0,121, Rb/Zr – MAH 1 = 0,085, NAR 1 = 0,117) weisen auf eine mögliche Magmenevolution durch fraktionierte Kristallisation aus einem Stammagma hin. Diese Annahme wird durch die Lage der beiden Proben im AFM- Diagramm (Abb. 5-7 C) auf einem tholeiitischen Entwicklungstrend gestützt.

Die Darstellung inkompatibler Elemente in Diskriminierungsdiagrammen (Abb 5-7 D, E, F) in bezug auf die Zuordnung zu geotektonischen Positionen nach MESCHEDE (1986), WOOD (1980) und PEARCE & NORRY (1979) belegt deren Zuordnung/Affinität zu Intraplattenbasalten. Das höhere magmatische Entwicklungsniveau der Offshore Magmatite wird vorallem im hohen Anteil von Zirkonium deutlich.

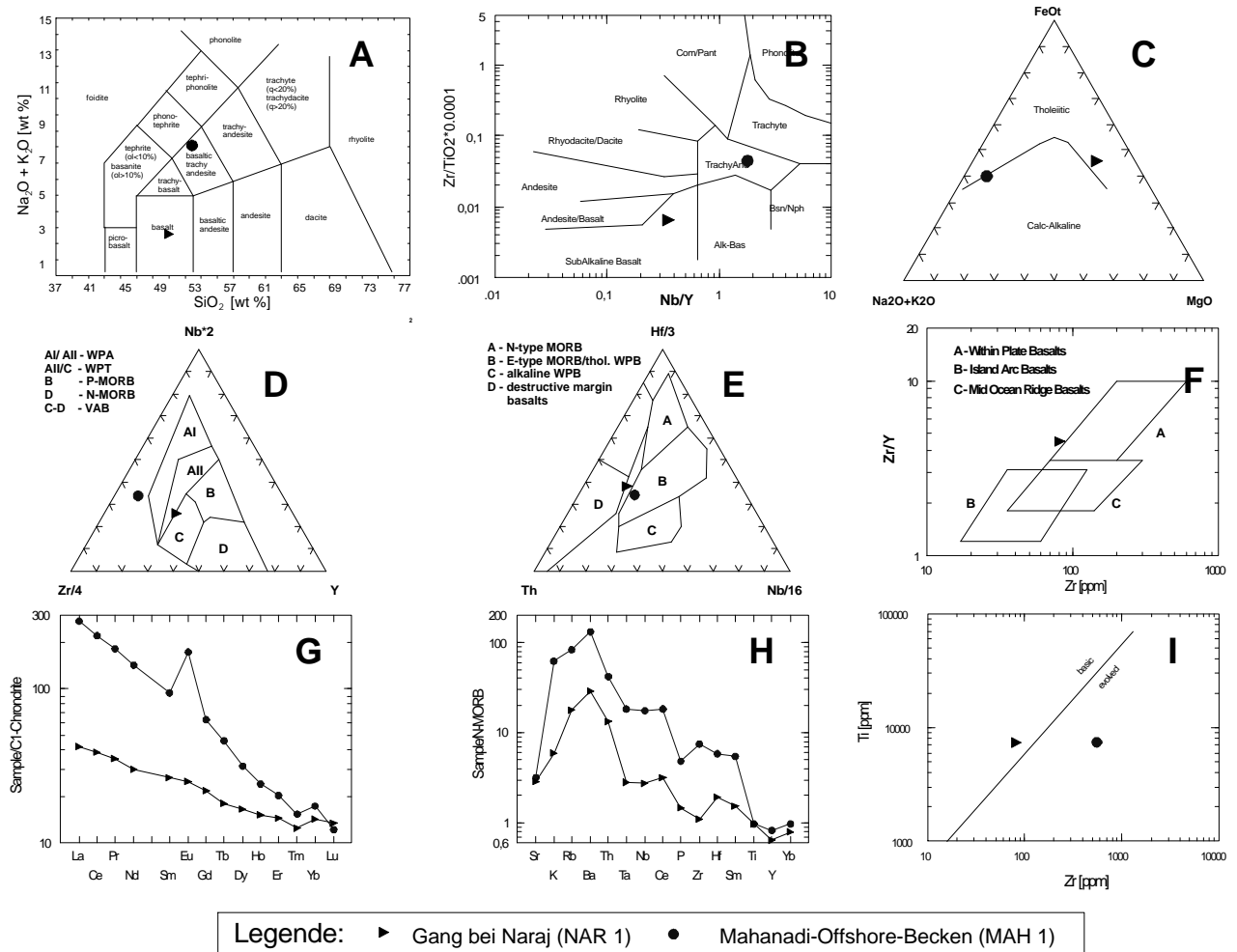


Abbildung 5-7: Grafische Darstellung der Auswertung von Haupt-, Neben und SE-Elementen für die mesozoischen Gänge; A – TAS Klassifikation (LE MAITRE, 1989); B – Zr/TiO₂ - Nb/Y nach WINCHESTER & FLOYD (1977); C – AFM-Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971), D – nach MESCHUDE (1986), E – nach WOOD (1980), F, I – nach PEARCE & NORRY (1979); G – REE – normiert auf Chondrite nach TAYLOR & MCLENNAN (1985); H – Spiderdiagramm – normiert auf N-MORB nach SUN & McDONOUGH (1989)

Die normierten Plots (N-MORB - SUN & McDONOUGH, 1989) der inkompatiblen Elemente bzw. der mantelnormierten REE (Chondrite – TAYLOR & MCLENNAN, 1985) zeigen mit einem vergleichbaren Kurvenverlauf eine Anreicherung der LIL und LREE gegenüber N-MORB und somit Indikationen auf eine genetische Beziehung der Intrusionen untereinander. Für hoch inkompatible Elemente Ti, Y, Yb fallen die Kurven zusammen. Die magmatische Entwicklung bildet sich im höheren Anreicherungsgrad der Offshore Magmatite gegenüber dem Gang von Naraj ab.

Die chondritnormierten Plots der SEE weisen für die Probe MAH 1 gegenüber von NAR 1 neben einer hohen Anreicherung der LSEE eine markante positive Eu-Anomalie auf. Als Ursache dafür könnte eine Kontamination mit Krustenmaterial (mgl. Assimilation von Anorthositen) herangezogen werden. Die Unterschiede im Kurvenverlauf der normierten SEE belegen, daß die geochemischen Signaturen neben einer Fraktionierung von weiteren Faktoren beeinflusst werden.

5.5.3 Die geochemischen Signaturen der Ganggruppen II-IV

Die basischen Gänge im Umfeld des Mahanadi Riftes zeigen einerseits strukturelle Bezüge zur geologischen Entwicklung entlang des NW-SE Hauptstörung des Mahanadi-Riftes, andererseits treten diese Gänge in geologischen Großeinheiten auf, die divergierende geologische Entwicklungen zeigen. Durch die geochemische und nachfolgende geochronologische Untersuchung war zu klären, inwieweit Signaturen eine gemeinsame Magmenherkunft bzw. geotektonische Positionen stützen können.

Desweiteren wurde im Kapitel 5.1 herausgearbeitet, daß die basischen Gänge in unterschiedlichem Grad durch hydrothermale und metamorphe Einflüsse alteriert sind.

Geochemie der Hauptelemente

Die geochemische Klassifikation der basischen Gänge ergibt ein differenziertes Bild. Nach der TAS-Klassifikation (vgl. Abb. 5-8 A) lassen sich drei Gruppen unterscheiden:

- tholeiitische Basalte mit einem Scattering im Grenzbereich zwischen Basalt und Picrobasalt (Ganggruppen II-III),
- tholeiitische Basalte mit einem Scattering im Grenzbereich zwischen Basalt und basaltischem Andesit (Ganggruppe IV – Sambalpur),
- Trachybasalte mit alkalischer Tendenz, die ausschließlich von der Ganggruppe IV südlich von Raigarh und einem Gang nördlich Raigarh repräsentiert werden.

Mit Ausnahme der Gänge südlich Raigarh ist eine tholeiitische Affinität (Abb. 5-8 C, D) nachweisbar. Die Kontrolle dieser Klassifikation im AFM-Diagramm (Abb. 5-8E) und das Verhältnis von $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ vs. norm. Plagioklas (Abb. 5-8G, H) bestätigt die Gliederung in drei Gruppen. Diese Klassifikation basiert jedoch vorwiegend auf den Alkali-Elementen. Besonders die Ganggruppe südlich von Raigarh zeigt eine intensive Albitisierung.

In Abbildung 5-8F (Diagramm: Na_2O vs. SiO_2) hebt sich diese Subgruppe deutlich von den anderen Intrusionen ab. Die Gänge um Sambalpur werden durch erhöhte SiO_2 -Gehalte im Vergleich zu den Ganggruppen II/III charakterisiert. Genetisch widerspricht dies den hohen MgO -Gehalten.

Die Verteilung inkompatibler immobiler Elemente (HFSE: high field strength elements - Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti und REE) wird nur wenig von sekundären Alterationen beeinflusst. Die Klassifikation auf der Basis inkompatibler Elemente in Abb. 5-8 B (WINCHESTER & FLOYD, 1979) verdeutlicht, daß alle Gänge den Subalkalibasalten bzw. den transitionalen Basalten im Grenzbereich zu den Alkalibasalten zuzuordnen sind. Trotz der geringeren Streuung im Vergleich zur Hauptelementklassifikation lassen sich je ein Cluster für die Ganggruppe II/III und die Ganggruppe IV deutlich unterscheiden.

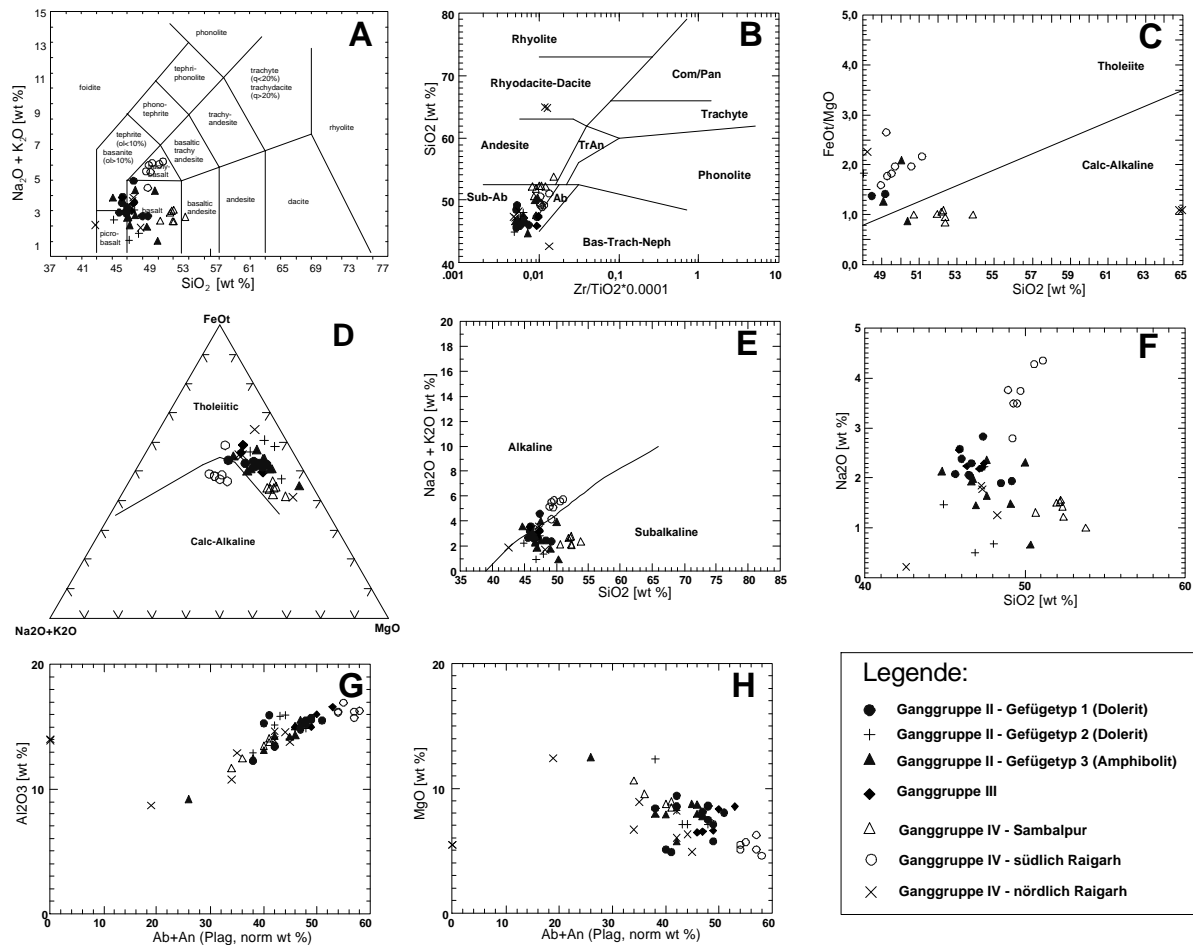


Abbildung 5-8: Auswertung der Hauptelemente für die Ganggruppe II – IV; A – TAS-Klassifikation (LE MAITRE, 1989); B – Zr/TiO₂ - Nb/Y nach WINCHESTER & FLOYD (1977); C – nach MIYASHIRO (1974); D – AFM-Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971);

Die Ganggruppen zeigen im weiteren folgende Unterschiede:

- Die Ganggruppe II weist nach der CIPW-Norm eine schwache Si-Untersättigung mit hauptsächlich normativem Olivin auf; normativer Nephelin fehlt. Die Variationen innerhalb der Gruppe sind relativ groß (Gefügeinhomogenitäten). Die Ganggruppe zeigt bei mg#-Werten von 50 - 60 eine variable Differenzierung, die zum größten Teil durch Schwankungen des MgO - Gehaltes bedingt ist. Eine MgO-Abnahme im Zusammenhang mit einem TiO₂-, K₂O-, Na₂O- bzw. P₂O₅-Anstieg bei abnehmendem mg#-Wert könnte auf fraktionierte Kristallisation von Ca und Mg-Pyroxenen zurückgeführt werden. Die amphibolisierten basischen Gänge liegen innerhalb dieser Gruppe, zeigen aber vor allem für Alkali-Elemente eine hohe Streuung.
- Die Ganggruppe III liegt nach den geochemischen Hauptelementensignaturen bzw. der CIPW-Norm im Schwankungsbereich von Gruppe II. Sie weist bei höheren P₂O₅-, TiO₂-, Al₂O₃- bzw. K₂O-Gehalten die geringsten mg#-Werte (mg# < 50) auf.
- Ganggruppe IV bildet, wie schon aus der Klassifikation ersichtlich, zwei Subgruppen mit komplizierten Signaturen. Die Gänge südlich von Raigarh zeigen eine scheinbare Alkalibasalt-Affinität, wobei durch geringe MgO-Gehalte bei erhöhten TiO₂-, P₂O₅-, Al₂O₃- bzw. Alkali-Gehalten eine wesentlich höhere Differenzierung der Gänge erkennbar ist. Im Gegensatz dazu deuten die Gänge um Sambalpur mit mg#-Werten von 65 – 70 auf eine wenig entwickelte Magmendifferenzierung hin. Nach der CIPW-Normierung sind die Gänge um Raigarh mit < 5% normativem Olivin Si-untersättigt und die Gänge um Sambalpur mit max. 7 % normativem Quarz schwach Si-gesättigt. Die Alkaliegehalte beider Subgruppen liegen über denen der Gruppen II/III.

Geochemie der Spurenelemente und SEE

Spurenelemente besitzen je nach Ionenradien und Elektronegativität unterschiedliche Verteilungskoeffizienten für das System Schmelze - Mineral oder Substitutionsmöglichkeiten im Kristallgitter (z.B. WILSON, 1989; WHITE, 1998). Durch Mantelprozesse, Teilschmelzenbildung, magmatische Differenzierung und Krustenkontamination von Schmelzen entstehen somit typische geochemische Signaturen, die Herkunft, Entwicklung und mögliche sekundären Alterationen aufzeigen.

Als inkompatible Elemente werden K, Ba, Sr und Rb durch ihren niedrigen Verteilungskoeffizienten für basische Mineralphasen bei der Kristallisation in der Schmelzphase angereichert. Die typischen Verteilungsmuster dieser Elemente werden jedoch relativ leicht von sekundären Alterationen beeinflusst. In den Korrelationsdiagrammen der mobilen inkompatiblen Elemente (Abb. 5-9) gegen das gleichfalls inkompatible, jedoch hoch immobile Zr zeigt sich für die Ganggruppe IV bei positiver Korrelation eine hohe Streuung.

Die Ganggruppe Sambalpur weicht für Rb und Ba von diesem Trend ab. Die negative Korrelation von Zr mit dem mg#-Wert (Abb. 5-9 - G) und kompatiblen Elementen wie Cr (Abb. 5-9 - N) würde eine Anreicherung durch fraktionierte Kristallisation stützen. Die systematisch gleichbleibende Position der am höchsten differenzierten Gänge südlich Raigarh und der gering differenzierten Gänge von Sambalpur in allen Korrelationsdiagrammen könnte diese Interpretation belegen. Sr zeigt jedoch, belegt durch eine positive Korrelation zu Al_2O_3 und Na_2O und fehlende Korrelation zu CaO , einen bevorzugten Einbau in anorthitarmen Plagioklas. Dieser Effekt kann durch die nachgewiesene hydrothermale Albitisierung erklärt werden.

Dagegen ist der Einfluß der Albitisierung auf die Rb- bzw. Ba-Verteilung, die nur schwache Korrelationen mit Plagioklas aufweisen, geringer. Die relativ schwachen Korrelationen zum mg#-Index bzw. Zr als inkompatibles, immobiles Element deutet jedoch auf weitere sekundäre Einflußfaktoren hin. Insbesondere weisen die Gänge um Sambalpur bei einem geringen Differentiationsgrad hohe Gehalte an Ba und Rb auf.

Der Gang am Rengali Staudamm (Gruppe III) liegt mit Ba-Gehalten von 600 ppm außerhalb der Korrelation. Die Ursache dieser Anreicherung kann in einer speziellen Magmencharakteristik liegen, die mit dem vorliegenden Datenmaterial nicht eindeutig geklärt werden kann.

Die HFS-Elemente Zr, Nb, Y, Th, Ce, Nd, Ti, P sind gleichfalls inkompatible Elemente. Jedoch können diese Elementsignaturen in geringerem Maß durch Fluide modifiziert werden. Auf diesen Elementen beruhende geochemische Signaturen sind somit relativ stabil gegenüber sekundären Einflüssen. Die Korrelationsdiagramme von Zr mit anderen inkompatiblen immobilen Elementen (siehe Abb. 5-9, P - S) weisen deutlich positive Korrelationen mit Zr auf.

Mit Ausnahme der Amphibolite der Ganggruppe II ist die positive Korrelation deutlich ausgebildet. Solche Signaturen könnten ein Beleg für eine komagmatische Herkunft der Gänge (z.B. PEARCE & NORRY, 1979) sein. Die negative Korrelation der kompatiblen Elemente Ni und Cr mit Zr deutet auf eine Fraktionierung von Olivin bzw. Klinopyroxen hin. Diese Annahme wird durch den Vergleich mit berechneten Fraktionierungsvektoren im Zr vs. TiO_2 bzw. Zr vs. Y - Diagramm nach PEARCE & NORRY (1979) gestützt. Das Elementverhältnis von Zr/Nb bzw. Zr/Y ist für eine Charakterisierung der Magmenentwicklung von Bedeutung.

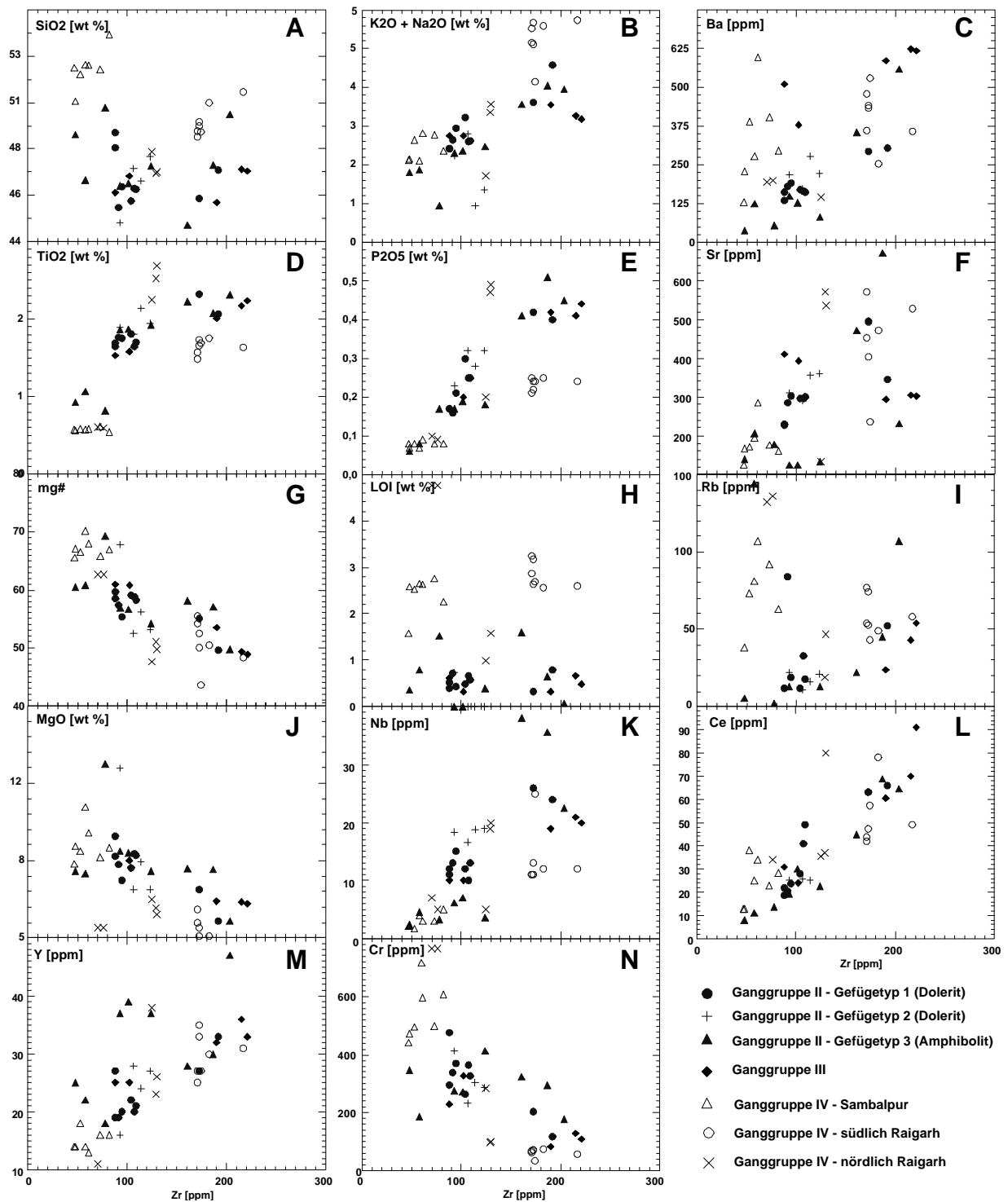


Abbildung 5-9: Korrelationsdiagramme von Zr mit Hauptelementen, kompatiblen Spurenelementen und inkompatiblen Spurenelementen für die Ganggruppen II - IV

Während Zr und Nb für Mineralphasen basischer Schmelzen ähnliche Verteilungskoeffizienten aufweisen, unterscheidet sich das Verhalten von Zr und Y insoweit, daß Y mit ähnlichen Eigenschaften wie die HREE mit Al^{3+} in einer Reihe von Mineralphasen Substitutionen eingeht. Im Rahmen der fraktionierten Kristallisation bleibt das Zr/Nb-Verhältnis gleich, während das Zr/Y-Verhältnis ansteigt. Unterschiedliche Magmencharakteristika (z.B. Teilschmelzenbildung) verändert das Verhältnis Zr/Nb und würde die Korrelation von Zr/Y vs. Zr beeinflussen.

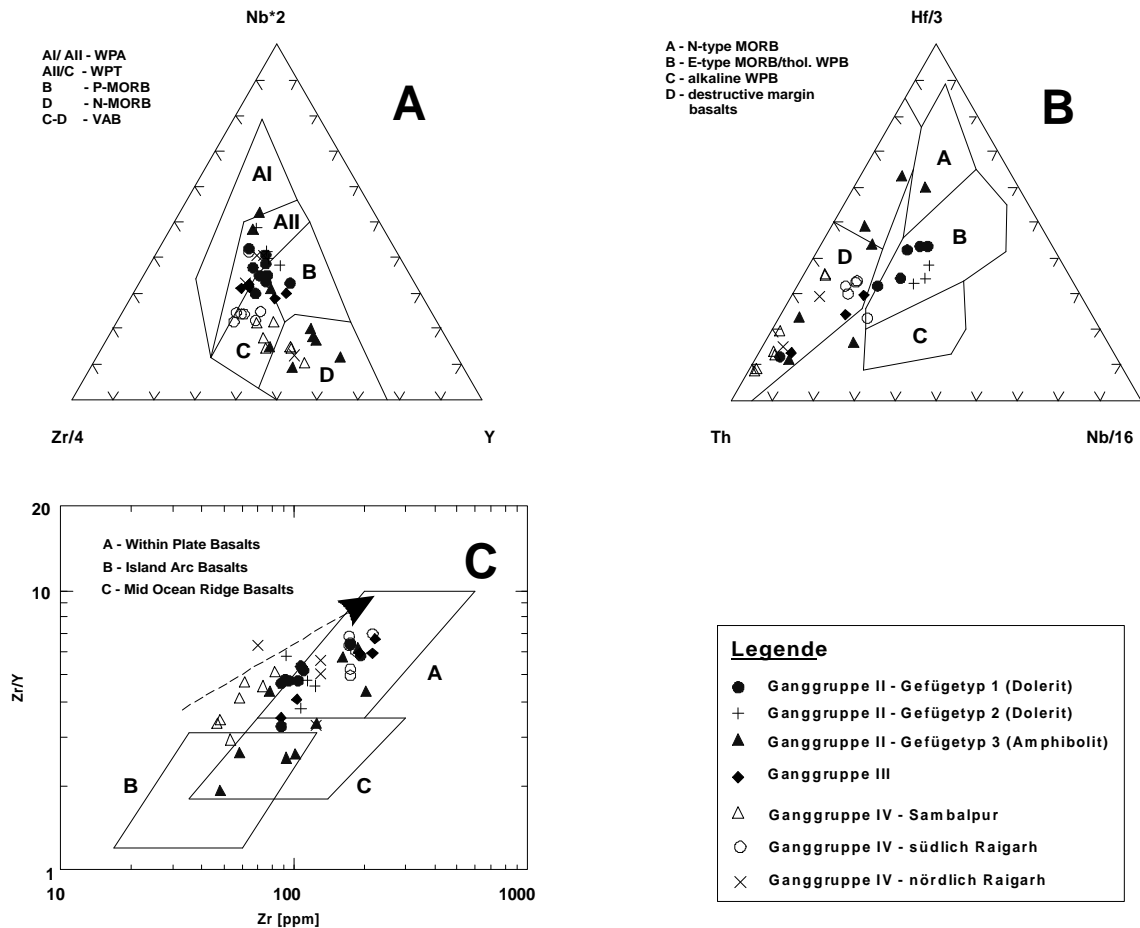


Abbildung 5-10: Zuordnung zu geotektonischen Positionen anhand von inkompatiblen Elementen für die Ganggruppe II – IV; A – nach MESCHEDE (1986), B – nach WOOD (1980), C – nach PEARCE & NORRY (1979) mit Angabe des Fraktionierungstrends

Abb. 5-10 verdeutlicht, daß für die Ganggruppen II-IV fraktionierte Kristallisation als dominierenden Faktor für die Interpretation der Signaturen herangezogen werden könnte. PEARCE & NORRY (1979) haben den Plot Zr/Y vs. Zr zur Darstellung eines Fraktionierungstrendes bei gleichzeitiger Diskriminierung unterschiedlicher Magmenreservoirs für eine Charakteristik der geotektonischen Position verwendet. Die Signaturen der Ganggruppe II-IV können, wenngleich mit hohem Rauschen dem Bereich der Intraplattenbasalte zugeordnet werden. Mit Ausnahme der metamorphisierten Gänge (Amphibolite der Ganggruppe II, Gefügetyp 3) deutet sich ein magmatischer Entwicklungstrend an. Für die Diskriminationsdiagramme nach MESCHEDE (1986) und WOOD (1980) ist die Zuordnung nicht eindeutig und weist für die Ganggruppe IV erhebliche Abweichungen auf.

Die inkompatiblen Elemente bilden nach dem Charakter des Magmenreservoirs und der magmatischen Entwicklung spezifische Signaturen. Systematische Variationen, die Reservoircharakteristika wie auch Differentiationstrends widerspiegeln, können in einem Spiderdiagramm bezogen auf normierten Elementverteilungen untersucht werden. In PEARCE (1983) wird im Spiderdiagramm eine Elementanordnung zum Vergleich kontinentaler Basalte vorgeschlagen, wonach auf der linken Seite die mobilen und auf der rechten Seite die immobilen, inkompatiblen Elemente angeordnet sind. Der Grad der Inkompatibilität nimmt von außen nach innen zu. Die auf eine N-MORB Chemismus normierte Kurve (nach SUN & MCDONOUGH, 1989) ist weitgehend unbeeinflusst von fraktionierter Kristallisation und Teilschmelzenbildung (WHITE, 1998). Auf diese Weise ist es möglich, die Reservoircharakteristika unterschiedlicher Intrusionen zu vergleichen und den Einfluß von sekundären Alterationen abzuschätzen.

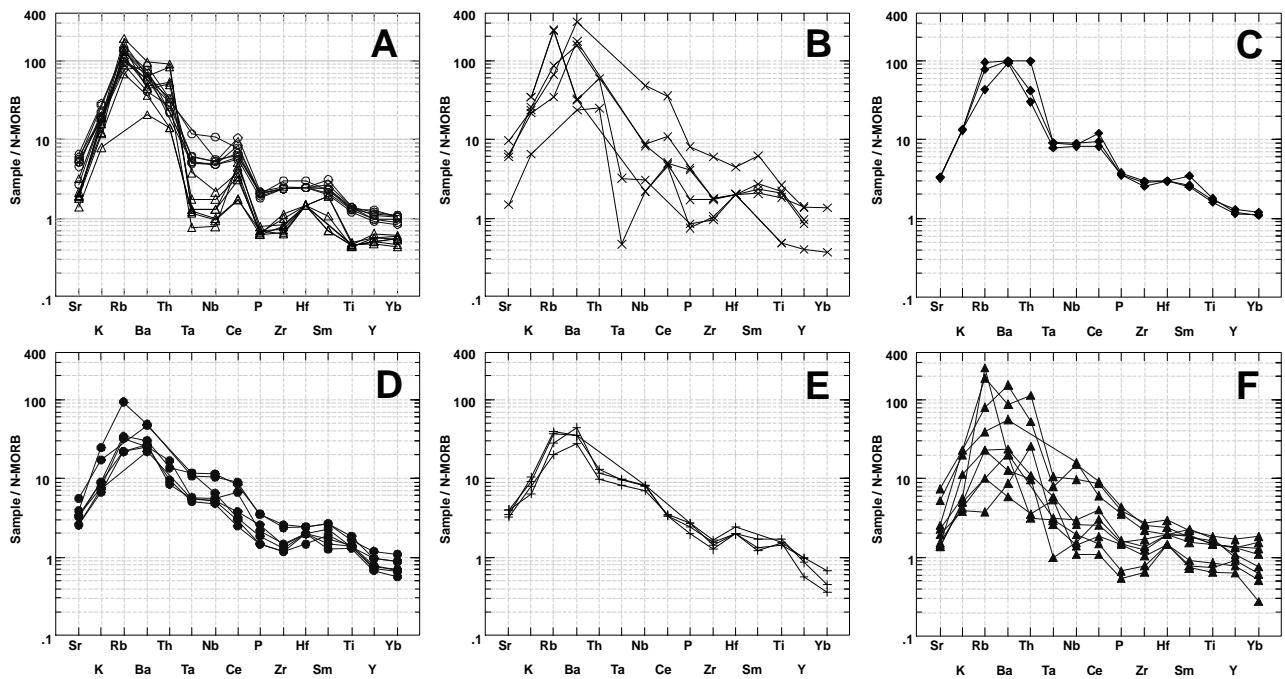


Abbildung 5-11: Spiderdiagramm (Anordnung der Elemente nach PEARCE, 1983) normiert auf N-MORB nach SUN & McDONOUGH (1989); A – Ganggruppe IV (südlich Raigarh, Sambalpur); B – Ganggruppe IV (nördlich Raigarh); C – Ganggruppe III (Rengali-Domäne); D – Ganggruppe II (Angul – Domäne, Gefügetyp 1); E – Ganggruppe II (Angul – Domäne, Gefügetyp 2); F – Ganggruppe II (Angul – Domäne, Gefügetyp 3 - Amphibolite)

Die Kurvenformen im Spiderdiagramm in Abb. 5-11 zeigen große Ähnlichkeiten der Ganggruppen. Die Elementsignaturen werden durch starke Anreicherungen der L-HFSE, insbesondere Rb und Ba gegenüber N-MORB, gekennzeichnet. Zwischen den inkompatiblen Elementen Th und Ce bilden Nb und Ta eine negative Anomalie, die nach PEARCE (1983) für intrakontinentale, tholeiitische Basalte nicht typisch ist. Zur Interpretation dieser negativen Anomalie könnte eine Kontamination mit Krustenmaterial in niedrigen Krustenniveaus herangezogen werden. Die Gänge um Sambalpur zeigen diese Anomalie deutlich. Die Nb-Ta Anomalie ist mit einer schwachen negativen P-Zr Anomalie verbunden. Besonders die Gänge südlich Raigarh zeigen eine Anreicherung der S-HFSE gegenüber den Gängen von Sambalpur (Abb. 5-11-A). Die Albitisierung als gemeinsames Merkmal beider Ganggruppen zeigt sich im gemeinsamen Verlauf für die mobilen Elemente K, Rb und Ba. Die Anreicherung des Ganges am Rengali-Staudammes liegt auf dem Niveau der Gänge südlich Raigarh, während die Gänge der Angul-Domäne denen von Sambalpur ähneln. Zwischen den Gefügetypen 1 und 2 der Ganggruppe II bestehen kaum Unterschiede (Abb. 5-11-D,E). Die metamorphe Beeinflussung der Gänge der Angul-Domäne (Gefügetyp 3) und nördlich von Raigarh spiegelt sich in einer großen Streuung wider (Abb. 5-11-B,F).

Für die Ganggruppe II-IV könnte aufgrund der ähnlichen Kurvenformen bei unterschiedlichem Anreicherungsgrad die Möglichkeit eines gemeinsamen Magmenreservoir diskutiert werden. Abweichende Elementsignaturen (Nb-Ta Anomalie) könnten durch Mantelheterogenitäten bzw. Assimilation von Krustenmaterial verursacht werden.

Die Seltenen Erden Elemente (SEE) sind, wie die HFSE und LFSE, inkompatible Elemente. Mit Ausnahme von Eu, das unter niedriger Sauerstoff fugazität als Eu^{2+} auftritt, haben die SEE eine Ladung von +3. Das inkompatible Verhalten der SEE nimmt vom La zum Lu (steigende Ordnungszahl) ab. Durch die niedrigen Ionenradien der schweren SEE ist es möglich, daß SEE Al^{3+} in Granat substituieren und somit gegenüber den leichten SEE fraktioniert werden können.

Für die Darstellung der SEE wurde eine Normierung der SEE-Gehalte gegen Chondrite (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) gewählt, da diese die nichtvolatile Elementverteilung des solaren Nebels widerspiegeln und somit Unterschiede der initialen Magmenherkunft und deren Entwicklung belegen.

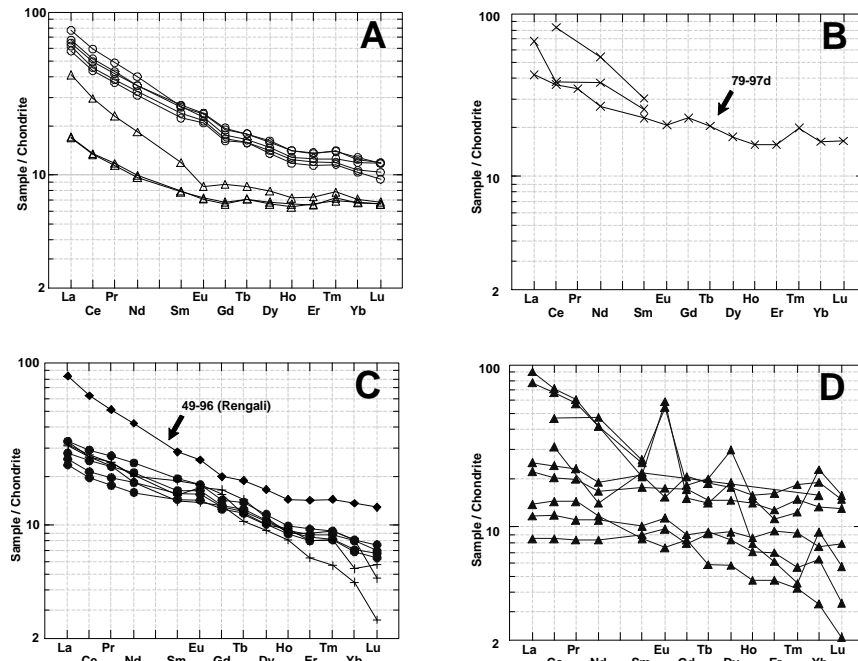


Abbildung 5-12: SEE-Diagramm normiert auf chondritische Werte nach TAYLOR & MCLENNAN (1985); A – Ganggruppe IV (südlich Raigarh, Sambalpur); B – Ganggruppe IV (nördlich Raigarh); C – Ganggruppe III, Ganggruppe II-Gefügetyp 1,2; D – Ganggruppe II – Gefügetyp 3 (Amphibolite)

Die chondritnormierten SEE-Diagramme (steigende Ordnungszahl) zeigen für alle Ganggruppen einen weitestgehend parallelen Kurvenverlauf, der durch eine Anreicherung der LSEE gegenüber den HSEE gekennzeichnet ist. Die SEE-Kurvenformen der Gänge südlich von Raigarh (Gruppe IV) stimmen mit der des Ganges vom Rengali Staudamm (Gruppe III) hinsichtlich der Anreicherung gegenüber Chondriten nahezu überein. Ein analoges Verhalten zeigt die Ganggruppe II für den Gefügetyp 1 und 2, womit eine genetische Verbindung dieser Intrusionen mit unterschiedlichem Gefüge belegt werden könnte. Die Gänge um Sambalpur zeigen gegenüber den anderen Ganggruppen bei analoger Kurvenform eine weitaus geringere Anreicherung der LSEE. Dies bestätigt die Interpretation der Elementkorrelationsdiagramme für die Gänge um Sambalpur.

Analog zur Korrelation des Verhältnisses Zr/Nb vs. Zr kann das Verhältnis des Endglieder der LSEE La vs. Sm und dessen Korrelation zum hoch inkompatiblen La Aussagen über Reservoircharakteristika liefern. Bei einer partiellen Aufschmelzung würden unterschiedliche La/Sm Verhältnisse auftreten. Eine Differenzierung durch fraktionierte Kristallisation hätte jedoch bei steigendem La keinen Einfluß auf das La/Sm Verhältnis. Abb. 5-13 zeigt, daß ein Trend des La/Sm beginnend mit den Gängen um Sambalpur über die Gänge der EGMB bis hin zu den Gängen um Raigarh nachweisbar ist. Diese Aussage wird durch das La/Nb-Diagramm unterstützt, wonach die Ganggruppen zwei Fraktionierungstrends aufweisen. Die Fraktionierungstrends diskriminieren jedoch deutlich zwischen den Gängen innerhalb der EGMB (Ganggruppe II) und den Gängen außerhalb der EGMB (Ganggruppe III/IV). Ursache dafür könnten unterschiedlich ausgebildete Initialzusammensetzungen der Magmen sein, für welche einige der bereits diskutierten Ergebnisse sprechen könnten.

Die SEE-Spektren und -Verhältnisse weisen demgegenüber konform zu Aussagen der Spurenelemente auf eine mögliche komagmatische Anlage mit Unterschieden in der initialen Magmenzusammensetzung für die Ganggruppen II - IV.

Die Ursache der genannten Abweichungen könnte in einer krustalen Kontamination des Teilreservoirs der Ganggruppe III/IV liegen. Die negative Nb-Ta Anomalie würde diese Aussage stützen. Die normierten SEE-Spektren legen das Vorhandensein eines gemeinsamen Stammmagmas nahe.

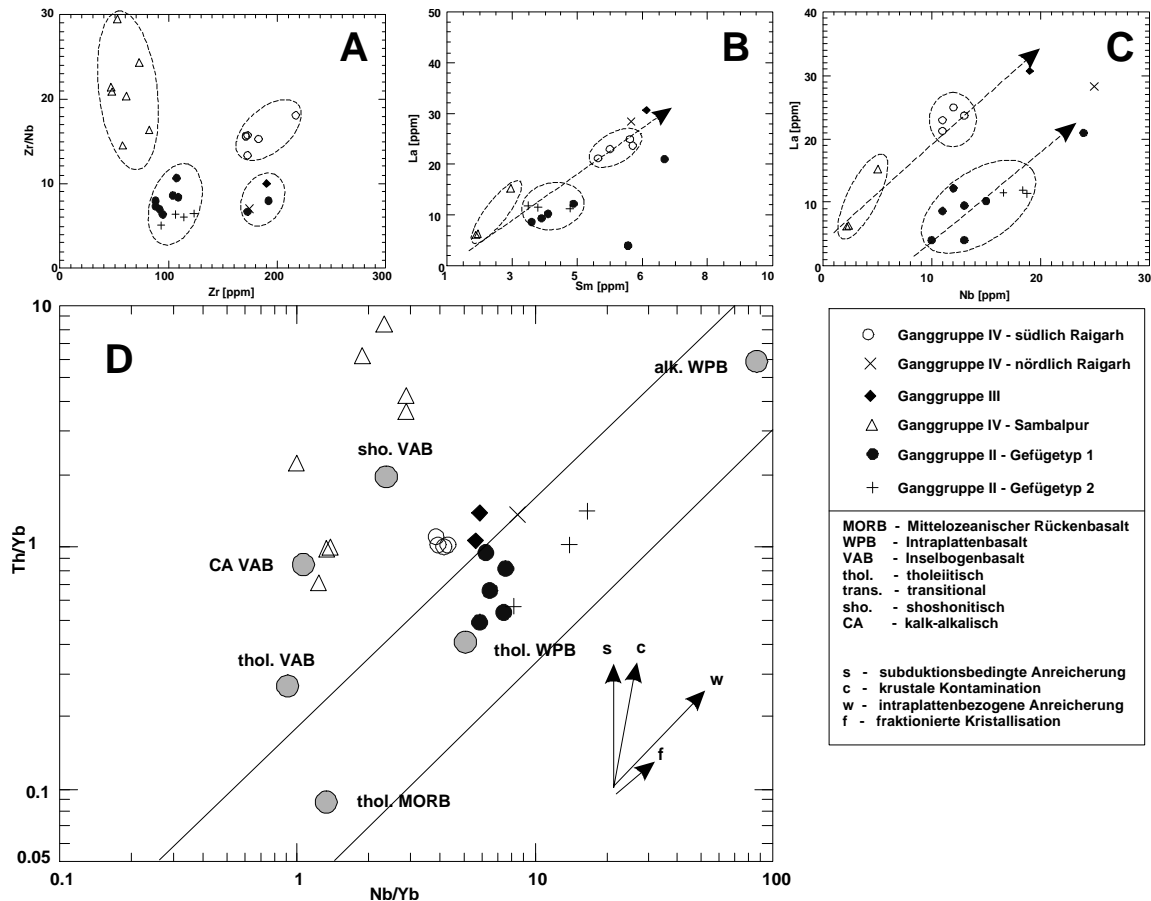


Abbildung 5-13: SEE-Elementkorrelationsdiagramme (A, B, C) für die Ganggruppen II-IV, D – Magmengenetische Darstellung und geotektonische Diskriminierung nach PEARCE (1983)

Die Auswertung der Elementverteilung der inkompatiblen Elemente Th, Ta, Nb, Yb erlaubt durch die vergleichsweise hohe Resistenz der Elemente gegenüber externen Einflüssen und deren unterschiedliche Inkompatibilität Aussagen zu Magmenquellen, Diskriminierung und magmatischer Evolution (CONDIE, 1997). Während das Verhältnis Th/Ta stark von fraktionierter Kristallisation bzw. Krustenassimilation beeinflusst wird, zeigt eine Änderung des Nb/Yb-Verhältnisses eher eine Evolution des Mantelmaterials und somit differenzierte Magmenherkunft bzw. -zusammensetzung an.

Die nicht metamorphen Gänge der Ganggruppe II-IV liegen mit Ausnahme der Gänge um Sambalpur im Bereich des Entwicklungstrendes für Intraplattenbasalte. Die Gänge um Sambalpur zeigen in Übereinstimmung mit den vorher genannten Ergebnissen Anzeichen einer krustalen Kontamination bzw. einer subduktionsbedingten Kontamination des Magma. Durch die Randlage zur Divergenzzone zwischen EGMB und Kraton erscheint dies plausibel.

Eine synoptische Diskussion zu geochemischen, paleomagnetischen, geochronologischen und petrogenetischen Aspekten enthält Kap. 6.7.

5.6 Paläomagnetische Untersuchungen

5.6.1 Probenahme und Methodik

Zwischen Januar und März 1997 wurden an insgesamt zwanzig basischen Gängen Proben für paläomagnetische Untersuchungen genommen (Anlage 11.4.5). Zur Probenahme kam ein benzingetriebenes Kernbohrgerät (Eigenentwicklung des Institutes für Geophysik der TU München) zum Einsatz. Pro Gangaufschluß (site) wurden mindestens 6 Bohrkern (Durchmesser 25 mm) mit einer Länge 70 – 80 mm abgebohrt. Falls die Aufschlußverhältnisse eine Beprobung des Nebengesteins ermöglichten, wurden diesem gleichfalls Proben entnommen. Da die Bohrkronen gekühlt werden mußten (pro Site 10-20 l Wasserverbrauch), war die Anzahl der Proben durch den mitgeführten Wasservorrat begrenzt.

Die Bohrkern wurden in-situ mittels einer Orientierungsvorrichtung und einem Brunton-Kompaß orientiert. Um magnetische Anomalien bzw. Mißweisungen zu korrigieren, erfolgte die Bestimmung des Sonnenstandes in Referenz zum Bohrkern (Sonnenkompaß). Die geografische Lage geht aus der GPS-Messung hervor. Im Gesteinslabor erfolgte eine Zurichtung der Bohrkern auf eine Standardlänge von 21 – 22 mm. Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden im magnetischen Labor des Institutes für Geophysik der TU München in Niederlappach durchgeführt.

Paläomagnetischen Untersuchungen liegt die Eigenschaft ferromagnetischer Minerale zugrunde, die zum Zeitpunkt der Abkühlung vorhandene Lage des Erdmagnetfeldes als remanente Magnetisierung zu konservieren. Die Richtung der Magnetisierung erlaubt, in Verbindung mit den geografischen Koordinaten des Aufschlusses, die Lage der Probe zum Zeitpunkt des Remanenzserwerbs zu rekonstruieren. Der Entstehung und Konservierung einer Remanenz liegen physikalische und physiko-chemische Prozesse zugrunde, als deren Ergebnis Remanenztypen mit charakteristischen physikalischen Eigenschaften unterschieden werden können. Eine remanente Magnetisierung kann im Laufe der geologischen Entwicklung durch vielfältige Prozesse überprägt, verändert und ausgelöscht werden. Die Summe aller remanenten Magnetisierungen eines Gesteines wird als natürliche, remanente Magnetisierung (NRM) bezeichnet. Hauptziel der paläomagnetischen Untersuchungen ist die Isolierung und Charakterisierung der primären, remanenten Magnetisierung und deren Zuordnung zu einem zeitlich bekannten geologischen Ereignis.

Da in Gesteinen eine Reihe von Remanenzträgern mit unterschiedlichen Eigenschaften auftreten, sind neben der Bestimmung von Richtung und Intensität der charakteristischen Remanenz (ChRM) auch Untersuchungen zu gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Remanenzträger notwendig. Im Folgenden werden die angewandten Untersuchungsverfahren vorgestellt und, soweit für die Interpretation notwendig, deren methodische Grundlagen erläutert.

Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Als Träger einer remanenten Magnetisierung kommen ausschließlich Minerale mit ferro- bzw. ferrimagnetischen Eigenschaften in Frage. Die natürlichen ferromagnetischen Minerale lassen sich in das ternäre System Wüstit (FeO) - Rutil (TiO_2) - Fe_2O_3 einordnen, wobei für paläomagnetische Untersuchungen, besonders von basischen Gesteinen, die Mischreihen der Titanomagnetite (Ulvöspinell-Magnetit) und der Hämo-Ilmenite (Ilmenit-Hämatit) von besonderer Bedeutung sind.

Zur Charakterisierung der Remanenzträger wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

- a) mikroskopische Untersuchungen (Auflichtpolarisationsmikroskop, Rasterelektronenmikroskop),
- b) Bestimmung der thermomagnetischen Eigenschaften (Curietemperatur),
- c) Untersuchung der Koerzitivspektren.

Ferromagnetische Minerale sind opake Minerale und können optisch nur mittels Auflichtmikroskopie untersucht werden. Die optisch „sichtbaren“ Mineralaggregate zeigen im gesteinsmagnetischen Verhalten oft eine „weiche“ Mehrbereichsstruktur auf. Als Träger der Remanenz haben jedoch Teilchen mit Größen $< 1 \mu\text{m}$ (SD oder PSD - Teilchen) eine entscheidende Bedeutung. In basischen Gesteinen, die einen relativ hohen Anteil ferromagnetischer Minerale aufweisen, sind die Remanenzträger vergleichsweise groß und häufig. Zur Untersuchung kleinerer Phasen kommt das Rasterelektronenmikroskop zum Einsatz. Chemische Untersuchungen erfolgen mittels Elektronenstrahlmikrosonde, wobei jedoch die diagnostisch wichtige Analyse von Fe^{2+} und Fe^{3+} problematisch ist.

Für paläomagnetische Untersuchungen magmatischer Gesteinen ist die thermomagnetische Remanenz (TRM) ferromagnetischer Minerale entscheidend. Wenn ein ferromagnetisches Mineral über eine spezifische Temperatur (Mineralblockungs- oder Curie-Temperatur) erwärmt wird, können sich die magnetischen Domänen im Mineralgitter parallel zu den Feldlinien des äußeren Magnetfelds ausrichten. Bei Abkühlung unter diese Temperaturschwelle wird dieses magnetische Moment „eingefroren“, d.h. äußere Feldänderungen haben theoretisch keinen Einfluß auf die Orientierung der magnetischen Domänen. Diese Temperatur ist für jedes ferromagnetische Mineral typisch. Eine detaillierte Zusammenfassung hierzu ist in O'REILLY (1984), BUTLER (1992) und SOFFEL (1992) enthalten.

Die Curietemperatur einer Gesteinsprobe stellt ein Spektrum der Curie-Temperaturen aller ferromagnetischen Phasen dar. Die Bestimmung der Curietemperaturen erfolgt entweder über die Intensitätsverteilung während der thermischen Demagnetisierung oder mittels einer Curiewaage.

In einer Curiewaage wird eine Probe einem starken Magnetfeld ausgesetzt. Simultan zur kontinuierlich bis 700°C steigenden Temperatur wird die Magnetisierung der Probe gemessen. Die Curietemperatur einer Phase zeigt sich in einem deutlichen Abfall der Magnetisierung. Der Verlauf der Magnetisierung während der Abkühlung gibt zudem Hinweise auf Mineralumwandlungen zu höher bzw. niedriger koerzitiven Mineralphasen während der Temperaturerhöhung. Oft nicht auflösbare Temperaturspektren sowie eine Verfälschung der Spektren durch hoch koerzitive Phasen erfordern den Einsatz weiterer gesteinsmagnetischer Verfahren. Die Messung der Curietemperatur wurde an einem Vibrationsmagnetometer (VFTB) des Instituts für Geophysik der TU München durchgeführt.

Koerzitivkräfte sind die magnetischen Kräfte, die für eine magnetische Phase zur Ausrichtung bzw. zur Reorientierung von magnetischen Domänen notwendig sind. Das Verhalten einer magnetischen Phase hängt von ihrer chemischen Zusammensetzung und der Ausbildung und Größe der magnetischen Bereichsstrukturen ab. Zur Untersuchung des magnetischen Verhaltens einer Gesteinsprobe können folgende Verfahren angewendet werden:

- a) eine Probe wird einem magnetischen Feld steigender Intensität ausgesetzt. Nach jeder Erhöhung der Intensität des magnetischen Feldes wird die isothermale remanente Magnetisierung (IRM) gemessen. Ab einem materialspezifischen Wert bewirkt eine Erhöhung keinen weiteren Anstieg des Magnetfeldes, und es wird eine Sättigungsremanenz (Sättigungsmagnetisierung - M_{RS} , Parameter siehe Abb. 5-16 - Beschreibung Fußnote) erreicht. Diese induzierte Magnetisierung kann durch eine Wechselfeld-, gegengerichtete Gleichfeld- (Backfield Demagnetisierung - BF) oder eine thermische Demagnetisierung wieder beseitigt werden.

- b) eine Probe wird einem magnetischen Wechselfeld ausgesetzt, das eine Maximalamplitude ($H > H_{Cmax}$) besitzt, die größer als die maximale Koerzitivkraft der magnetischen Phasen ist und mit einem schwachen Gleichfeld überlagert. In der Probe wird somit eine anhysterische Remanenz (ARM) erzeugt, die in Stärke und Ausbildung einer TRM ähnelt.
- c) Der Verlauf der Magnetisierung einer Probe in einem progressiv-positiv bzw. -negativ gerichteten Magnetfeld zeigt im Diagramm die Form einer Hystereseschleife. Die Form der Hystereseschleife wird durch materialspezifische Parameter charakterisiert (siehe Abb. 5-16), die Informationen über die magnetischen Phasen, die Domänenstruktur und die Korngröße geben.

Messung und Darstellung der Orientierung von Komponenten der NRM

Die natürliche Remanenz von Gesteinen setzt sich aus Komponenten unterschiedlicher Remanenztypen zusammen. Die Remanenztypen weisen für spezifische Phasen unterschiedliche Remanenzkoerzitivstärken auf. Durch eine schrittweise Demagnetisierung werden die Remanenztypen separiert. Die thermische Demagnetisierung und die Wechselfelddemagnetisierung werden im Folgenden erläutert.

- Der thermischen Demagnetisierung liegt der Effekt zugrunde, wonach verschiedene Remanenztypen und magnetische Phasen differenzierte Curietemperaturen aufweisen. So lassen sich viskose Remanenzen (VRM) oder partielle thermische Remanenzen (PTRM), die geringere Blockungstemperaturen besitzen als primäre thermische Remanenzen (TRM), bei niedrigen Temperaturen beseitigen. Ein Vorteil der thermischen Demagnetisierung besteht darin, daß gleichzeitig mit der Orientierung der magnetischen Momente Informationen über Blockungstemperaturen magnetischer Phasen zu erhalten sind. Die Proben wurden in einem abgeschirmten Schoenfeld-Ofen stufenweise erhitzt und die verbleibende Magnetisierung mittels Kryogenmagnetometer (Versuchsdurchführung siehe Anlage 11.7) gemessen. Um eine viskose Magnetisierung während des Demagnetisierungsvorganges zu vermeiden, erfolgten alle Messungen im Nullfeld. An einer Testprobe wurden mit geringeren Temperaturschritten die für die jeweilige Phasenzusammensetzung optimale Temperaturschrittfolge bestimmt. Nach jedem Demagnetisierungsschritt wurde die Suszeptibilität gemessen. Ein Anstieg der Suszeptibilität ist ursächlich mit Mineralumbildungen durch die Temperaturerhöhung verbunden und kann somit als Abbruchkriterium verwendet werden. Die Demagnetisierung wurde abgebrochen, wenn die Intensität der NRM (normiert auf M_{max}) unter 5 % fiel oder die Suszeptibilitätsschwankungen 20 % überschritten.
- Das Grundprinzip der Wechselfelddemagnetisierung beruht darauf, daß magnetische Domänen in einem Wechselfeld, dessen Maximalamplitude den jeweiligen Koerzitivkräften entspricht, demagnetisiert werden. In der Praxis wird ein Wechselfeld mit einer sinusförmigen Wellenform erzeugt, dessen Amplitude linear bis zum Maximalwert erhöht und nach einer definierten Verweilzeit auf Null reduziert wird. Dieser Prozeß wird für jeweils drei orthogonale Orientierungen der Probe durchgeführt. Nach jedem Schritt wird die Restmagnetisierung und deren Orientierung gemessen. Die Maximalamplitude wird solange schrittweise erhöht, bis die Intensität der NRM unter 5 % gesunken ist. Problematisch für den Vorgang ist, daß jedes einwirkende Magnetfeld während des Demagnetisierungsvorganges eine anhysterische Remanenz hervorrufen würde.

Auf Grund des höheren Informationsgehaltes wurde die überwiegende Anzahl der Proben thermisch demagnetisiert. Für ein bis zwei Kerne jedes Aufschlusses erfolgte im Anschluß eine Wechselfelddemagnetisierung. Diese Proben wurden zudem für die gesteinsmagnetischen Untersuchungen verwendet. Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Messungen sind in Anlage 11.7. für ausgewählte Proben enthalten.

Aus der Darstellung des Intensitätsverlaufes gegen die Temperatur bzw. die Maximalamplitude konnten Informationen über Blockungstemperatur und magnetische Stabilität der Probe gewonnen werden. Die Feldorientierung der NRM wurde als Deklination/Inklination (kernkorrigiert) in stereografischer Projektion als Einzelwerte bzw. Differenzvektoren dargestellt.

Die Magnitude und die Orientierung der Remanenz werden im Zijderveld-Diagramm (ZIJDERVELD, 1967) dargestellt. Der Vorteil dieser Darstellung besteht in der Möglichkeit, Eigenvektoren der einzelnen Magnetisierungskomponenten zu identifizieren und auszuwerten. Damit ist u.a. die Ermittlung der Orientierung sekundärer Magnetisierungen möglich. Die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse (KIRSCHVINK, 1980) auf das Zijderveld-Diagramm erlaubt die Differenzierung einzelner Magnetisierungskomponenten. Aus der Raumlage der extrahierten Komponenten wurden mittels Fisher-Statistik ein Mittelwert für alle Einzelproben des Aufschlusses und daraus der virtuelle geomagnetische Pol (VGP) bestimmt. Zur Qualitätsbewertung dienen der Präzisionsparameter k und der α^{95} -Konfidenzwinkel. Alle Berechnungen, einschließlich der Berechnung der VGP, erfolgten mit dem Programm „PALMAG“ des Instituts für Geophysik der TU München.

5.6.2 Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen

5.6.2.1 Thermomagnetische Untersuchungen

Im Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung wurde festgestellt, daß als Träger der Remanenz für alle Gänge vorrangig Vertreter der Fe-Ti-Oxide (Titanomagnetite, Titanohaematit) und Phyrrotin in Frage kommen. Zudem ergaben sich aus mikroskopischen Untersuchungen Hinweise auf Hoch- und Niedrigtemperaturoxidationsprozesse, sowie hydrothermale und metamorphe Überprägungen. Es war nicht möglich, mittels rasterelektronenmikroskopischer Messung reine Magnetite bzw. Hämatite zu identifizieren.

Nach dem Verhalten der irreversiblen Aufheiz- und der Abkühlkurve können die Ergebnisse grundsätzlich in drei Gruppen eingeordnet werden.

Typ 1: Magnetisierung (M) während der Aufheizung > Magnetisierung der Abkühlkurve

Typ 2: Magnetisierung (M) während der Aufheizung < Magnetisierung der Abkühlkurve

Typ 3: Magnetisierung (M) während der Aufheizung = Magnetisierung der Abkühlkurve

Für Typ 1 und 2 sind hauptsächlich Mineralumbildungen für den irreversiblen Kurvenverlauf verantwortlich. Invers zum Typ 1 treten bei Gesteinen des Typ 2 Mineralneubildungen mit höherer Sättigungsmagnetisierung im Vergleich zum Ausgangsmaterial auf.

Ganggruppe I (NAR 1 - Gang bei Naraj)

Die mikroskopische Auswertung zeigt primär-magmatische, durch Hochtemperaturoxidation entmischte Titanomagnetite mit Ilmenitlamellen. Weiter sind deutliche Anzeichen für eine Maghemitisation, möglicherweise im Ergebnis autohydrothermalen Alteration, zu beobachten. Die Curie-Temperaturmessung weist einen irreversiblen Kurvenverlauf vom Typ 2 (Verlauf im Niedrigtemperaturbereich reversibel, einphasige Curietemperatur) auf. Die Curietemperatur liegt bei 505°C (Abb. 5-14).

Blockungstemperaturspektren der thermischen Demagnetisierung stützen diese Curietemperatur. Dies würde auf einen Ti-armen Titanomagnetit mit der Zusammensetzung von etwa TM20 schließen lassen. Die irreversible Abkühlkurve mit einer geringeren Curietemperatur ist für die im mikroskopischen Bild sichtbare Maghemitisierung typisch. Im Zuge der Aufheizung wurde der Titanomaghemit möglicherweise wieder in einen Ti-reicheren Titanomagnetit umgewandelt (AKIMOTO ET AL., 1957). Die Messungen lassen vermuten, daß die teilweise maghemitisierte Titanomagnetitphase mit $T_c = 505\text{ °C}$ primär-magmatischer Natur ist (O'REILLY, 1984).

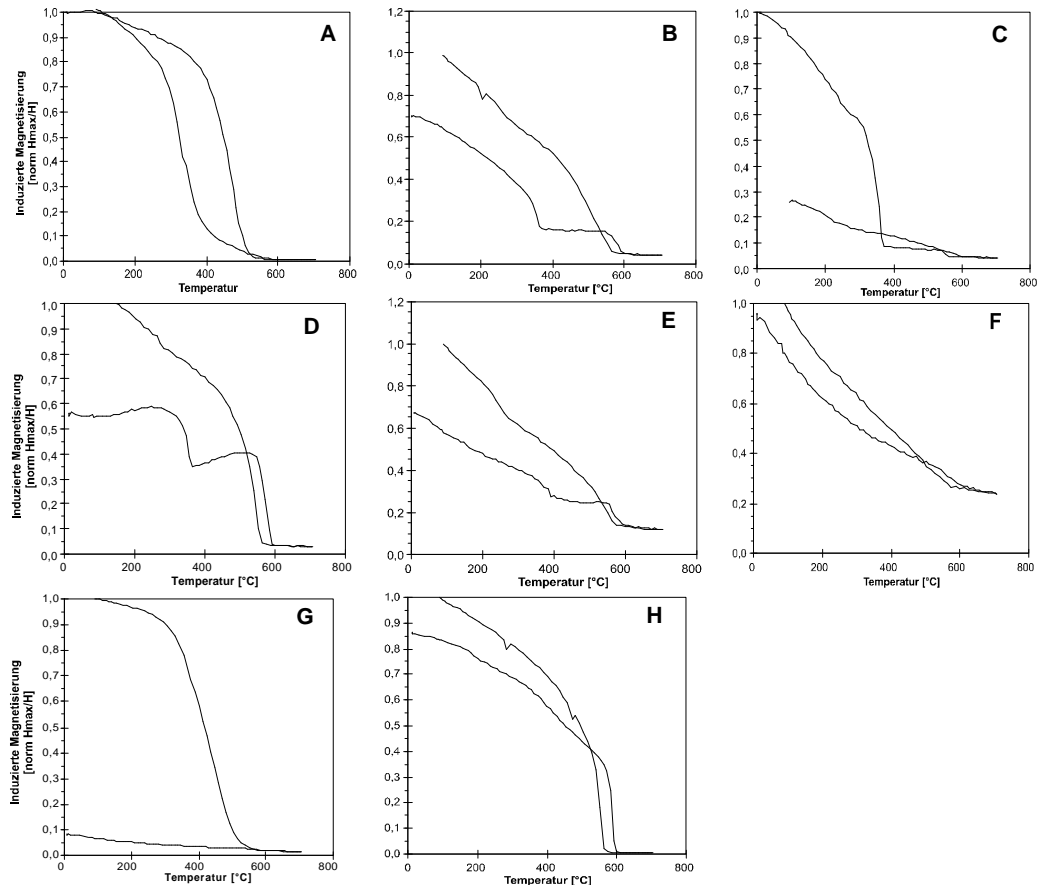


Abbildung 5-14: Ergebnisdarstellung der Bestimmung der Curietemperatur für die Ganggruppen I – IV; A - Ganggruppe I (NAR 1); B – Ganggruppe II/G1, 46-96; C - Ganggruppe II/G2, 59-96; D - Ganggruppe III, 49-96; E - Ganggruppe III, 187-97; F - Ganggruppe IV / Sambalpur, 122c-97; G - Ganggruppe IV/s.Raigarh, 42a-97; H - Ganggruppe IV/n.Raigarh, 79-97d

Ganggruppe II (Eastern Ghats Mobile Belt)

Die Untersuchung der Ganggruppe II umfaßt Gänge der Gefügetypen 1 und 2. Bei Anzeichen einer metamorphen Überprägung (plastische Deformation) wurde auf eine Probenahme verzichtet. Im Mikrogefüge der Gänge des Gefügetypes 2 konnten innerhalb des Mosaikgefüges keine primär-magmatischen opaken Minerale nachgewiesen werden. Die als Remanenzträger in Frage kommenden Phasen sind Ti-reicher Titanomagnetit bzw. Pyrrhotin. Der Habitus der Minerale deutet jedoch auf eine sekundäre, möglicherweise metamorphe Bildung dieser Remanenzträger hin. Im Gefügebild sind ad hoc keine Anzeichen einer Maghemitisierung zu erkennen. Im Gegensatz dazu weisen die Proben des Gefügetyps 1 deutlich primär-magmatische Gefüge auf. Hauptremanenzträger ist Titanomagnetit. Der Kurvenverlauf unterscheidet sich für die beiden Gefügetypen signifikant. Während für Gefügetyp 1 zwei deutliche Curietemperaturen von $T_{C1} = 360\text{ °C}$ bzw. $T_{C2} = 590\text{ °C}$ und eine schwache Curietemperatur um 300 °C nachweisbar sind, ergibt sich für den Gefügetyp 2 nur eine Curietemperatur um 360 °C .

Bemerkenswert ist, daß die T_{C1} beider Gefügetypen gleich, jedoch die Koerzitivkräfte der Phasen unterschiedlich sind. Die Curietemperatur um 300 °C könnte Phyrrothin zugeordnet werden.

Die Interpretation der Curietemperaturen muß näher erläutert werden. Die Gänge beider Gefügetypen sind in ihrer strukturellen Position und ihrer geochemischen Signatur vergleichbar. Petrografische Analysen zeigen, daß Übergänge zwischen den Subgruppen beschrieben werden können, die in unterschiedlichem Grad eine metamorphe Beeinflussung zeigen. In diesem Kontext sind die Unterschiede im Modell erklärbar. Die Curietemperaturen um 590 °C könnten auf Titanohämatite zurückgeführt werden, da Magnetit ($T_C = 580$ °C) und Titanomagnetit ($T_C < 575$ °C) ausscheiden. Curietemperaturen um 360 °C könnten Ti-reichen Titanomaghemit zugeordnet werden. Die Titanohämatite sind neben Ilmenit Produkte einer vollständigen Maghemitisierung von primär-magmatischem Titanomagnetit. Titanohämatite und Ilmenit würden somit das kubische Titanomagnetit pseudomorph ersetzen. Petrografische Auswertung und REM-Analysen belegen dies.

Die zweite Phase könnte mit einer Curietemperatur um 360 °C einen Ti-reichen Titanomaghemit darstellen. Im Verhalten der oberen Curietemperatur sind beide Gefügetypen identisch. Durch Mineralumbildung des Titanohämatites könnte Magnetit bzw. Ti-armer Titanomagnetit mit einer höheren Sättigungsremanenz und einer niedrigen Curietemperatur gebildet werden. In Gefügetyp 1 wird dieser Prozeß durch den Zerfall von Ti-reichen Titanomaghemit in Titanomagnetit mit geringerer Sättigung überlagert.

Die Untersuchung der Curietemperaturen läßt nur für Proben des Gefügetyp 1 eine NRM mit primär-magmatischer Anlage vermuten. Für Gefügetyp 2 sind als Remanenzen lediglich eine chemische Remanenz (CRM) mit Curiepunkt um 360 °C zu erwarten.

Ganggruppe III (Rengali-Domäne)

Die Petrogefüge der Ganggruppe III sind im Wesentlichen mit den Gefügen der Ganggruppe II/Gefügetyp 1 vergleichbar. Diese Ähnlichkeit spiegelt sich in den Thermokurven wider. Diese sind vom Typ 2 und zeigen zwei Curietemperaturen ($T_{C1} = 360$ °C bzw. $T_{C2} = 590-600$ °C) auf. Wesentlich ist, daß die Curietemperatur um 590-600 °C deutlicher ausgebildet ist. Somit sind die Voraussetzungen für eine Erhaltung der primär-magmatischen Remanenz günstiger.

Ganggruppe IV (Raigarh/Sambalpur)

Petrografische Untersuchungen an Gängen der Gruppe IV zeigen, daß neben deutlichen Merkmalen einer Hochtemperaturoxidation der Titanomagnetite (HTO_3 nach ADE-HALL ET AL., 1971) Anzeichen einer hydrothermalen Überprägung vorhanden sind. Wichtig für die weitere Interpretation ist, daß die opaken Phasen deutlich lokalisiert auftreten und Kornaggregate bilden. Außerhalb dieser Aggregate treten sehr wenig Opakminerale auf. Generell ist das Mineralgefüge dieser Gänge im Vergleich zu den bisher betrachteten Gängen relativ grobkörnig.

Für die Messung der thermomagnetischen Kurven wurde eine Kernprobe mit einem Durchmesser von 0,5 cm und einer Länge von max. 0,7 cm verwendet. Somit kann es vorkommen, daß auf das betreffende Kernvolumen ein geringer Anteil an Remanenzträgern fällt. Dieser Effekt wurde an den Kernproben 122c, 42a und 42e beobachtet. Neben einer geringen Volumenssuszeptibilität ist die induzierte Magnetisierung vergleichsweise niedrig und die Curietemperatur ist nur sehr schwach zu identifizieren.

Im Gegensatz dazu konnte von der Probe 79-97d bei gleicher petrografischer Ausbildung eine gut ausgebildete thermomagnetische Kurve gemessen werden.

Der prinzipielle Kurvenverlauf ist für alle Proben bei unterschiedlicher Intensitätsverteilung ähnlich. Die Probe 79-97d zeigt eine deutlich ausgeprägte Curietemperatur bei 580 °C, die auf Anwesenheit von maghemitisiertem Titanomagnetit hinweist. Eine schwach ausgebildete Curietemperatur um 200°C könnte auf Ti-reichen Titanomaghemit zurückgeführt werden. Die Abkühlkurve stützt die Anwesenheit von Titanomaghemit, der bei Temperaturerhöhung in Ti-reicheren Titanomagnetit mit einer Curietemperatur um 550 °C zerfällt. Nach LOVLIE (1987) ist dieser Kurvenverlauf für eine hydrothermalen Überprägung typisch. Zusammen mit der petrografischen Ausbildung lassen diese Kurvenverläufe jedoch eine möglicherweise primärmagnetische Remanenz erwarten.

5.6.2.2 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Dem Bohrkern wurde in der ersten Untersuchungsstufe nach der Demagnetisierung mit AF eine ARM mit einer Feldstärke von 0,1 mT bei einer Wechselfeldamplitude von 150 mT aufgeprägt. Diese Remanenz wurde schrittweise mittels AF abmagnetisiert. Die Intensitätskurve gibt Auskunft über die Koerzitivstärke der magnetischen Phasen und die Art der Domänenstruktur (BUTLER, 1992).

Nach den Intensitätskurven für die Demagnetisierung der ARM können die Proben in drei Gruppen eingeordnet werden (Abb. 5-15). Gruppe 1 umfaßt den Sill bei Naraj, der durch eine magnetische Phase mit einer geringen Koerzitivität gekennzeichnet ist. Dieses Verhalten kann nach Untersuchungen von DUNLOP (1983) und WARNER & WASILEWSKI (1990) auf Niedertemperaturoxidation (Maghemitisierung) zurückgeführt werden.

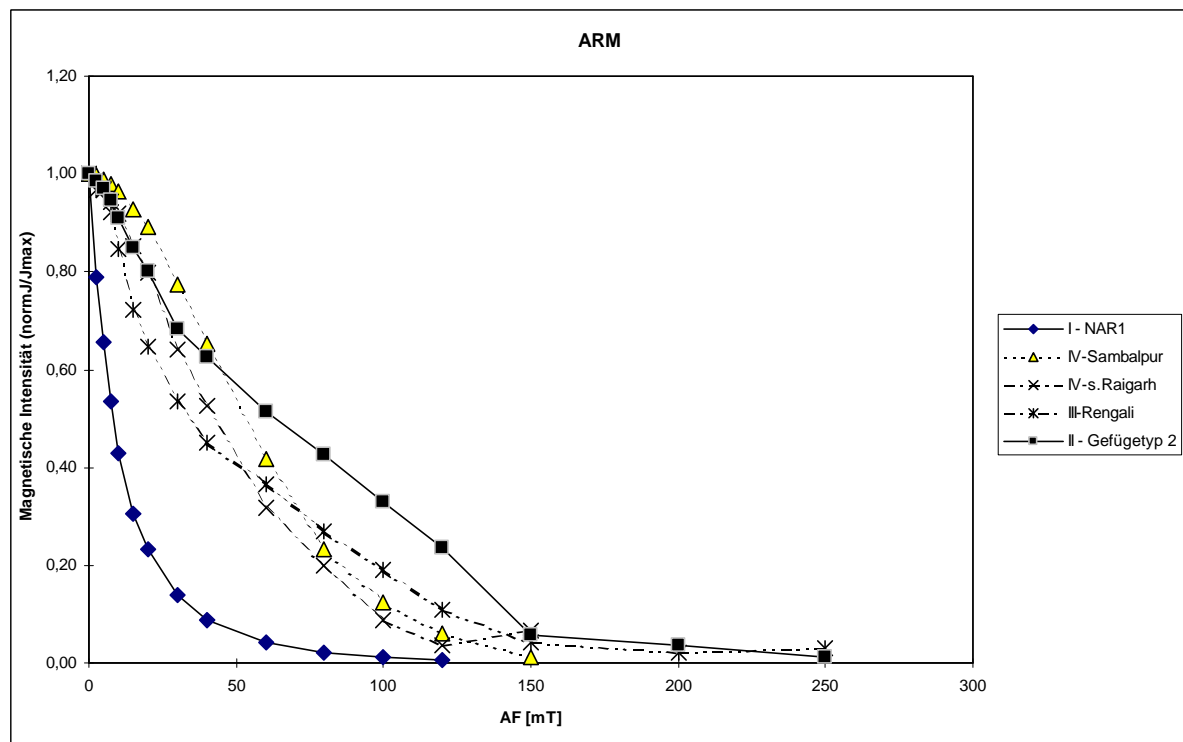


Abbildung 5-15: Darstellung der Ergebnisse für die Demagnetisierung der ARM für die Ganggruppen I - IV

Die Gänge der EGMB und der Rengali Assemblage weisen insgesamt ein zweiphasiges Verhalten auf. Im Bereich bis ca. 40 mT verringert sich die Remanenz stärker als im Bereich ab 50 mT.

Das koerzitiv „härtere“ Verhalten der Probe 59-96b (Ganggruppe II/Gefügetyp 2) läßt vermuten, daß die magnetische Phase mit der Curietemperatur um 360 °C die hoch koerzitive Phase (typisches Verhalten ab 50 mT) und die Phase mit Curietemperatur von 580-600 °C die niedrig koerzitive Phase sein könnte. Analog zu Kurvengruppe 1 sind die niedrig koerzitativen Minerale als Ergebnis der Tieftemperatur-oxidation (Titanomaghemit, Titanohämatit) und die hochkoerzitive Phasen als primärer Titanomagnetit anzusehen. Die Gänge der Gruppe III zeigen einheitliches Verhalten mit einer magnetischen Phase.

Der zweite Untersuchungskomplex umfaßt die Erzeugung einer Sättigungsremanenz, den Abbau dieser Remanenz durch ein entgegengerichtetes Magnetfeld (backfield) und die Messung der Hystereseschleife (Tab. 5-1). Die Parameter M_s , M_{rs} , H_c ; H_{rc} bzw. H_{rc}' sind für die Interpretation der Domänenstrukturen von Bedeutung. Der Quotient von M_{rs}/M_s und H_{rc}/H_c wird zur Unterscheidung zwischen Titanomagnetit und der Ilmenit-Hämatit Mischreihe (HARTSTRA, 1983) bzw. zur Charakterisierung der Domänenstruktur (DUNLOP, 1983) verwendet. So weisen geringe Koerzitivfeldstärken mit hohen Werten für induzierte und remanente Sättigungsmagnetisierung auf Titanomagnetit hin. Eine Maghemitisierung führt zu einer Abnahme der Koerzitivfeldstärken bei gleichbleibender Sättigungsmagnetisierung (O'REILLY, 1984; BUTLER, 1992).

Tabelle 5-1: Zusammenstellung der gesteinsmagnetischen Parameter

Probe	Gruppe	H_c [mT]	H_{cr} [mT]	H_{cr}' [mT]	H_{cr}'/H_c r	M_{rs} [Am ² /kg*10 ⁻⁵]	M_s [Am ² /kg*10 ⁻⁵]	M_{rs}/M_s s	H_{cr}/H_c	T_{c1} [°C]	T_{c2} [°C]
1-96d	I	7,1	19,8	23,5	1,2	4490	38870,0	0,1	2,8	-	480,0
187-97a	III	4,7	46,3	65,7	1,4	211,5	426,5	0,5	9,9	385,0	575,0
49-96b	III	15,7	27,8	40,1	1,4	3370	7348,0	0,5	1,8	355,0	570,0
46-96	II/G1	14,7	33,1	46,1	1,4	911,5	1921,0	0,5	2,3	355,0	575,0
59-96b	II/G2	26,1	45,6	61,2	1,3	2835	4645,0	0,6	1,7	355,0	580,0
42-97a	IV/s.R.	3,9	52,3	56,6	1,1	415,0	65,2	6,4	13,6	-	570,0
42-97e	IV/s.R.	2,7	55,9	1,2	0,0	45,1	49,5	0,9	20,7	-	570,0
79-97d	IV/n.R.	18,9	34,5	43,2	1,3	10290	28966,0	0,4	1,8	-	580,0
122-97c1	IV/S.	1,5	37,5	41,1	1,1	25,3	24,7	1,0	25,0	-	540,0
122-97c2	IV/S.	-	38,2	35,2	0,9	24,7	-	-	-	-	550,0

Alle Hysterese-Diagramme wurden hinsichtlich des paramagnetischen Anteiles korrigiert. Wie schon ausgeführt, zeigen die Proben der Ganggruppe IV (mit Ausnahme der Probe 79-97d) ein anormales Verhalten. Die Hysteresekurve belegt ein überwiegend paramagnetisches Verhalten der Gesteinsproben (Abb. 5-16). In diesen Fällen wurden keine Parameter mittels der Hysteresekurve bestimmt.

Die Ganggruppe I weist neben einer außerordentlich hohen Sättigungsmagnetisierung eine vergleichsweise geringe Sättigungsremanenz auf. Dies deutet gemeinsam mit dem Ratio H_{cr}'/H_c von 1,2 auf einen maghemisierten Titanomagnetit hin (O'REILLY, 1984). Die geringe Koerzitivfeldstärke von 7,1 mT stützt diese Interpretation. Die Maghemitisierung, die eine Vergrößerung der magnetischen Bereichsstrukturen bewirkt, ist am Quotient M_{rs}/M_s von 0,1 ablesbar.

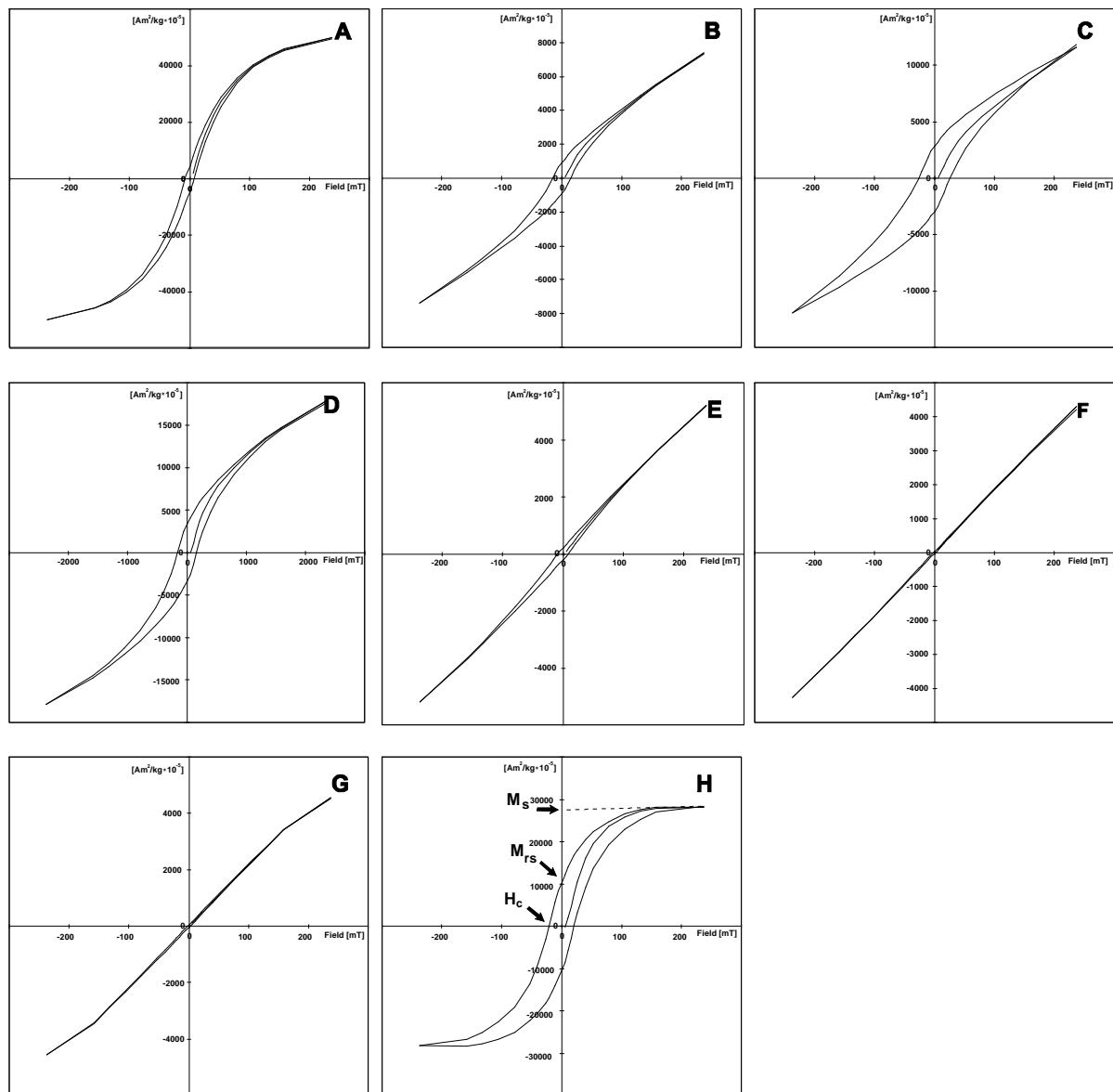


Abbildung 5-16: Zusammenfassung der Hysteresemessungen für die Ganggruppen I - IV; A - Ganggruppe I (NAR 1); B – Ganggruppe II/G1, 46-96; C - Ganggruppe II/G2, 59-96; D - Ganggruppe III, 49-96; E - Ganggruppe III, 187-97; F - Ganggruppe IV/Sambalpur, 122c-97; G - Ganggruppe IV/s.Raigarh, 42a-97; H - Ganggruppe IV/n.Raigarh, 79-97d

Die Gänge der EGMB und der Rengali Assemblage weisen einheitliche Quotienten $M_{RS}/M_S \approx 0,5$ auf. Der Quotient H_{CR}/H_{CR} könnte auf die Anwesenheit von Titanomagnetit mit ähnlichem Chemismus hindeuten, wobei die Annahme durch das einheitliche Verhältnis von M_{RS}/M_S gestützt wird. Mit diesen gesteinsmagnetischen Daten ist das magnetische Verhalten der Phasen nicht eindeutig bestimmbar.

Es deutet sich jedoch an, daß die Phasen in dieser Gruppe eine höherthermale Überprägung in Verbindung mit möglicher Mineralneubildung erfahren haben.

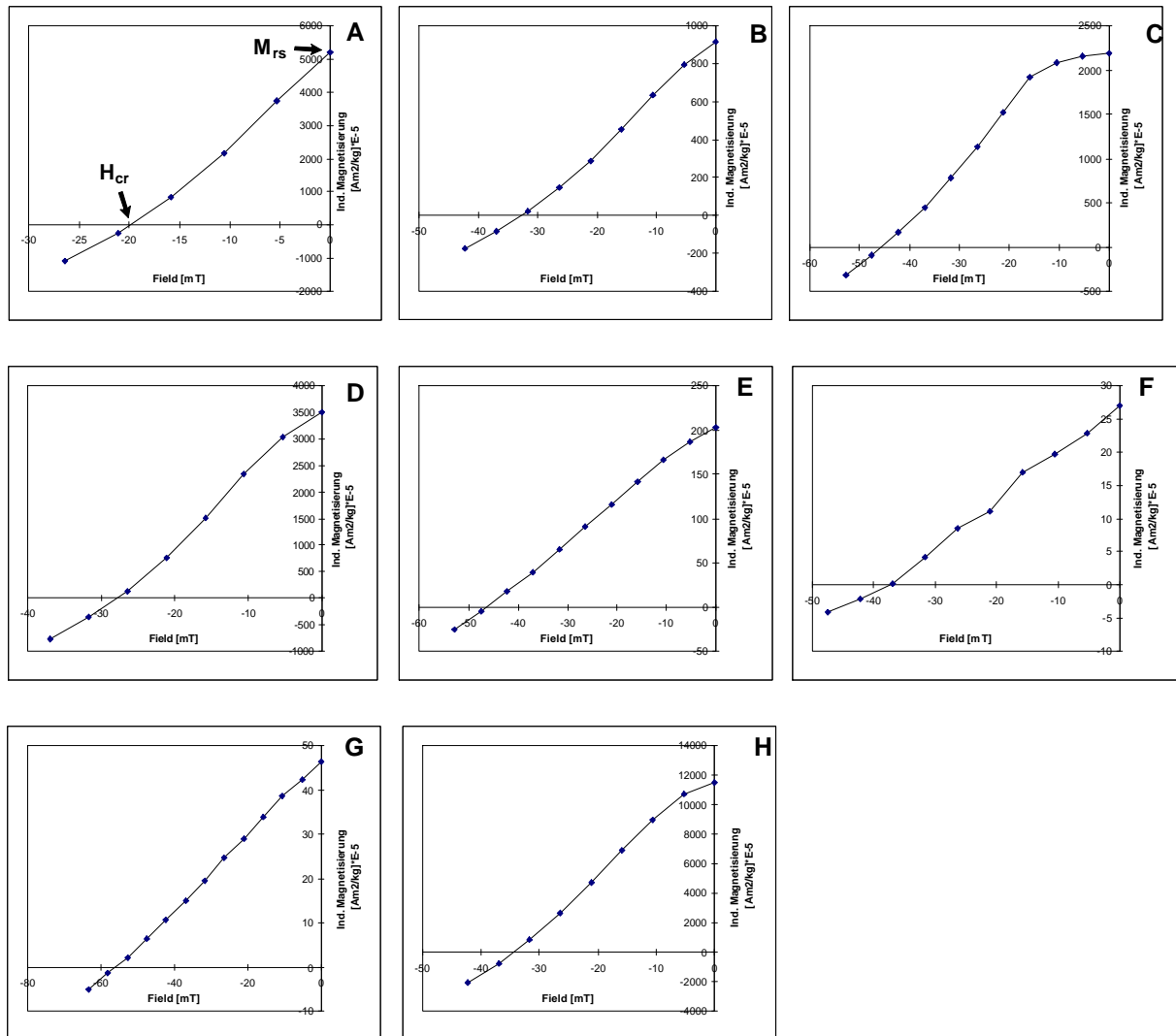


Abbildung 5-17: Ergebnisse der backfield-Messung für die Ganggruppen I-IV; A - Ganggruppe I (NAR 1); B – Ganggruppe II/G1, 46-96; C - Ganggruppe II/G2, 59-96; D - Ganggruppe III, 49-96; E - Ganggruppe III, 187-97; F - Ganggruppe IV/Sambalpur, 122c-97; G - Ganggruppe IV/s.Raigarh, 42a-97; H - Ganggruppe IV/n.Raigarh, 79-97d

Die gesteinsmagnetische Untersuchung der Gänge der Gruppe IV verlief durch eine inhomogene Verteilung der Remanenzträger nicht erfolgreich. Da jedoch diese Gänge hinsichtlich der Petrographie vergleichbar sind, werden die Ergebnisse der Probe 79-97d auf die der anderen Proben übertragen. Gestützt wird diese Herangehensweise durch ähnliche Muster der thermomagnetischen Kurven.

Die Probe 79-97d zeigt, ähnlich der Gruppe I, hohe Sättigungsmagnetisierungen bei einer vergleichsweise höheren Sättigungsremanenz (Abb. 5-17). Die kann nach DUNLOP (1983) auf die Anwesenheit magnetischer Phasen mit einer reduzierten Bereichsstruktur zurückgeführt werden. Mikroskopisch wurden deutliche Anzeichen einer Hochtemperaturoxidation beobachtet. Hochtemperaturoxidation geht mit einer Entmischung von Titanomagnetit in Ilmenit und Magnetit bzw. Ti-armen Titanomagnetit einher. Dieser Prozeß ist mit einer Reduktion der magnetisch effektiven Domänengröße verbunden (WARNER & WASILEWSKI, 1990; HODYCH, 1996). Die o.g. magnetischen Phasen könnten mit feinkörnigem Magnetit bzw. Titanohaematit auch bei einer hydrothermalen Beeinflussung der Gänge gebildet werden.

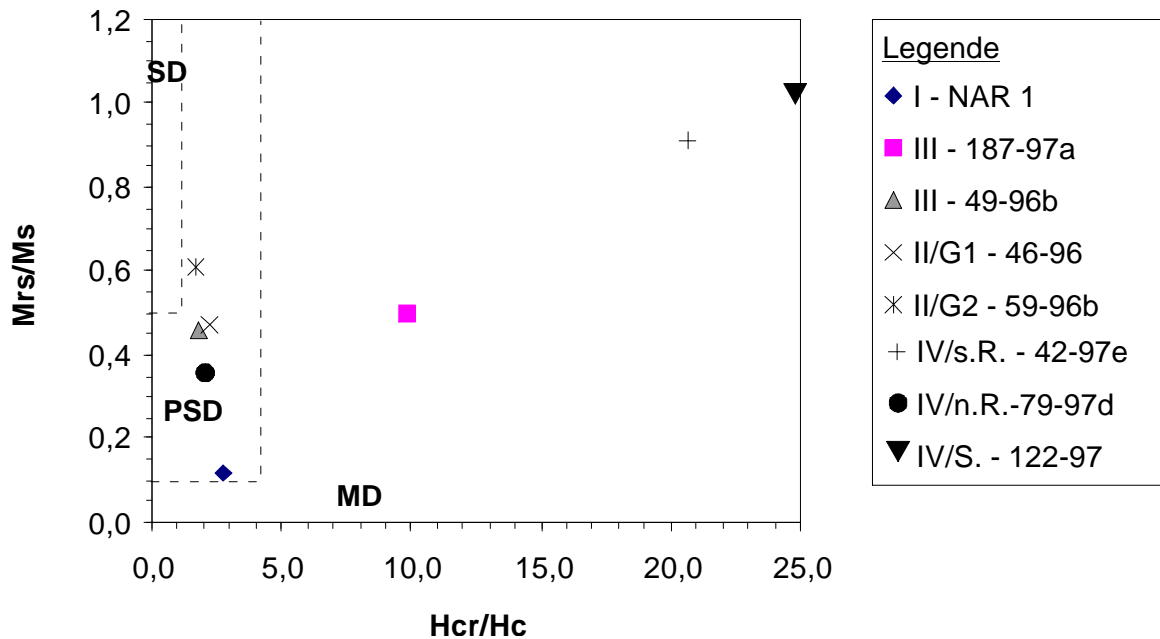


Abbildung 5-18: Darstellung der Parameter M_{rs}/M_s zu H_{cr}/H_c zur Unterscheidung von Einbereichs- (SD), Pseudoeinbereichs- (PSD) und Mehrbereichs-Titanomagnetit nach DUNLOP (1983)

Nach DUNLOP (1983) kann für Titanomagnetit aus dem Verhältnis M_{rs}/M_s zu H_{cr}/H_c der Charakter der magnetischen Domänen abgeschätzt werden. Die Abb. 5-18 zeigt, daß die untersuchten Proben den Charakter von PSD-Strukturen aufweisen. Die Ganggruppe I liegt nahe am MD-Feld. Die Proben der Ganggruppe IV (Ausnahme 79-97d) und ein Gang der Ganggruppe III zeigen anormale Werte. Auf Grund der Eigenschaften von PSD-Strukturen (DUNLOP, 1983) kann eine Langzeitstabilität einer TRM bzw. CRM für die Ganggruppe I, II und III (bedingt IV) erwartet werden.

5.6.3 Bestimmung der charakteristischen Orientierung der NRM

Die Bestimmung der charakteristischen Orientierung des NRM wird im Folgenden für jede Ganggruppe separat durchgeführt. Im Kapitel 6.7 werden die Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen gemeinsam mit den geochemischen und geochronologischen Ergebnissen diskutiert und in die geologischen Zusammenhänge eingebunden. Vor allem werden die berechneten VGP in ihrer Lage und Bedeutung diskutiert.

Ganggruppe I

Die Ganggruppe I umfaßt nur einen Aufschluß. Die Kernproben wurden verschiedenen, isolierten Aufschlußpunkten entnommen. Von den Aufschlußverhältnissen her war nicht eindeutig abzuschätzen, inwieweit sämtliche Kernproben eine in-situ Orientierung auswiesen. Dies ist bei der Diskussion der Ergebnisse zu beachten. Ein Kontakttest konnte für diese Ganggruppe nicht durchgeführt werden, da Kontakt und Nebengestein schlecht aufgeschlossen waren.

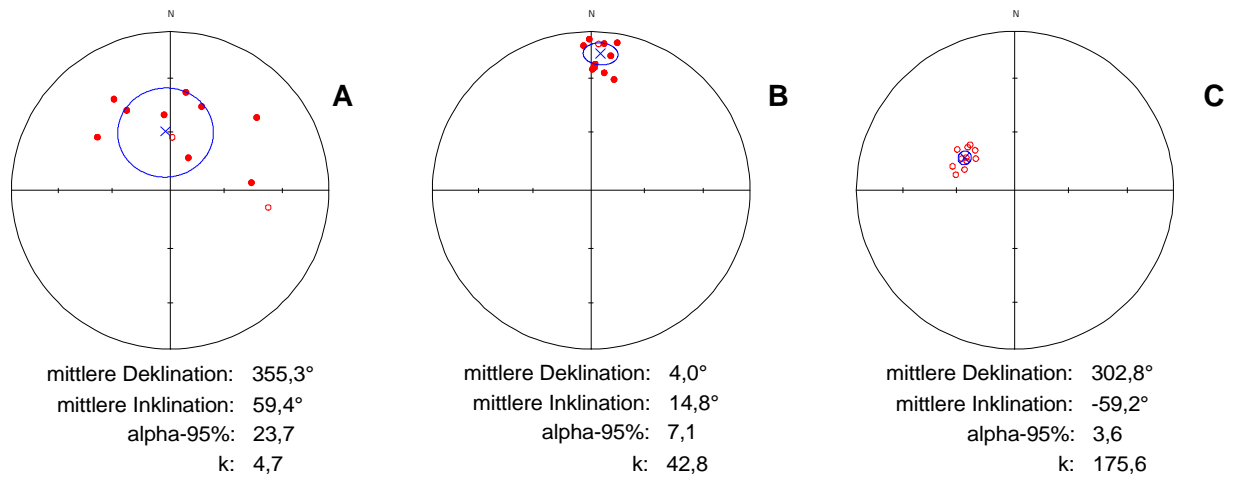


Abbildung: 5-19: Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM (gefüllte Punkte - untere Halbkugel, offene Punkte – obere Halbkugel) für die Ganggruppe I; A – Komponente bis 100°; B – Komponente 350-400°C; C – Komponente 550°C

Die Demagnetisierungskurve zeigt eine Gliederung in drei Komponenten. Die erste Komponente (Abb. 5-19A) konnte bereits bei 100 °C eliminiert werden und stellt wahrscheinlich den viskosen Anteil des derzeitigen Magnetfeldes dar. Die zweite Komponente kann bis 350 - 400 °C ohne signifikante Auswirkungen auf die Intensitätsverteilung verfolgt werden und bildet einen statistisch gesicherten Mittelwert. Diese Komponente hat jedoch Einfluß auf den Verlauf der Suszeptibilität, die ab ca. 300 °C eine Reduzierung um 15 % erfährt. Eine Erklärung durch Mineralumbildung (thermischer Zerfall des maghemitischen Anteils) wäre möglich. Für die Komponente B (Abb. 5-19B) konnte eine Deklination = 4,0° und Inklination = 14,8° berechnet werden.

Ab 450 °C konvergiert die magnetische Feldorientierung, die bis zur Reduzierung der NRM nahe 0 % bei 500 °C stabil bleibt. Die Blockungstemperatur stimmt gut mit den thermomagnetischen Ergebnissen überein. Die statistisch scharfe Verteilung ($k = 175,5$) um eine Deklination von 302,8° und Inklination von -59,2° belegt, daß damit die charakteristische Remanenz extrahiert wurde und alle Proben in-situ entnommen wurden. Die Demagnetisierung einer Exemplarprobe mittels AF stützt die Ergebnisse in vollem Umfang. In Anlage 11.7. sind die Ergebnisse der Untersuchungen exemplarisch für einige Kernproben enthalten.

Ganggruppe II (Eastern-Ghats-Mobilgürtel)

Die Ganggruppe II sollte ursprünglich den Schwerpunkt der paläomagnetischen Untersuchung bilden, da diese in ihrer tektonischen Position am Besten für einen Vergleich mit der Tektonik des Lambert Riftes geeignet schien. Im Ergebnis petrographischer und gesteinsmagnetischer Untersuchungen stellte sich jedoch heraus, daß diese Gruppe am Wenigsten für eine paläomagnetische Bearbeitung geeignet war. Grundsätzlich wurden von jedem Gang ein kompletter Probensatz (6-7 Kerne) abgebohrt. Der Kontaktbereich wurde, soweit es die Randbedingungen erlaubten, an jedem Aufschluß durch 3 - 5 Kerne mit steigender Entfernung zum Kontakt beprobt. Insgesamt erfolgte eine Beprobung von acht Gängen. An drei Aufschlüssen war es möglich, Proben aus dem Kontaktbereich zu nehmen.

Wie bereits in Kapitel 5.5.2 beschrieben, zeigt der dominierende Remanenzträger eine Curietemperatur um 360 °C. Dies spiegelt sich in fast allen Intensitätskurven wider, wobei der Intensitätsabfall meist zwischen 40 und 70 % liegt.

Der zweite Remanenzträger mit einer Curitemperatur um 580 °C ist gleichfalls, wenn auch schwächer, aus den Intensitätsverteilungen ersichtlich. Wesentlich ist, daß die Demagnetisierung der ersten Phase nicht mit Mineralumbildung verbunden ist. Der Verlauf der Suszeptibilität ändert sich signifikant erst nach der Temperaturerhöhung über 570 °C. Dies läßt auf eine relativ hohe chemische Stabilität der ersten Phase schließen. Während bis zur Demagnetisierung der ersten Phase eine Konvergenz der Orientierung der NRM teilweise nachweisbar ist, sind im Bereich der Curietemperatur der zweiten Phase keine stabilen Orientierungen vorhanden (Abb. 5-20). Die mit relativ großer statistischer Unsicherheit behafteten Medianwerte der einzelnen Aufschlüsse sind aus Anlage 10.7.2 ersichtlich. Ein Vergleich der Komponente B (360°C) der Aufschlüsse 46-96 und 59-96 zeigt, daß sich die Orientierung des Aufschlusses 46-96 durch eine Rotation von 80° (vgl. Kapitel 5.1) in die Orientierung des Aufschlusses 59-96 überführen läßt (Abb. 5-20).

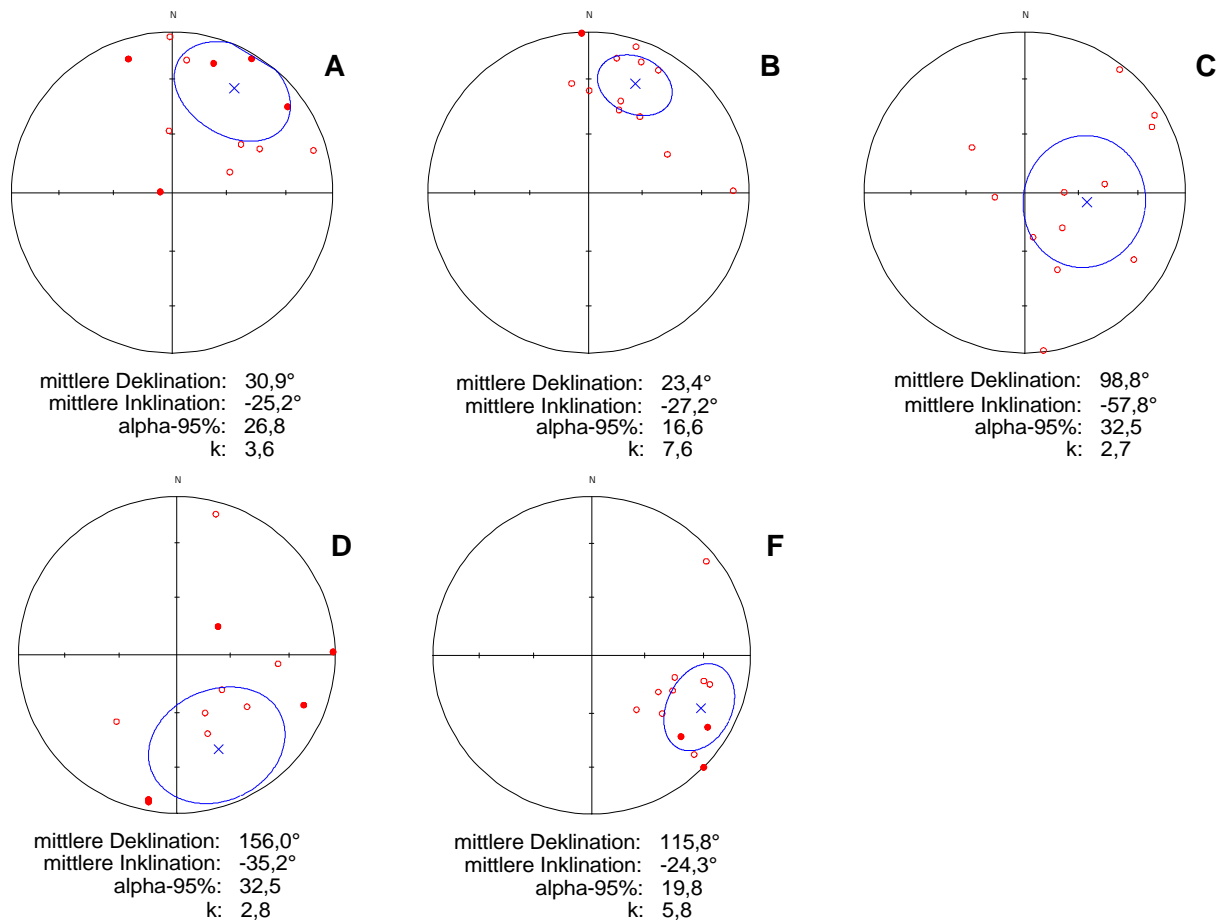


Abbildung: 5-20: Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM (gefüllte Punkte - untere Halbkugel, offene Punkte - obere Halbkugel) für die Ganggruppe II; A – 46-96a/ Komponente bis 100°; B – 46-96/Komponente 300°C; C – 46-96/Komponente 550°C; D – 59-96a/ Komponente bis 100°; E – 59-96/Komponente 300°C

Für die Proben des Nebengesteins gilt die gleiche Aussage, wobei auf eine gesteinsmagnetische Analyse des Nebengesteins verzichtet wurde. Die Demagnetisierung mittel AF bestätigte die negativen Untersuchungsergebnisse durch thermische Demagnetisierung. Dieses Bild läßt sich durch eine metamorphe Überprägung erklären, in deren Verlauf neue Mineralphasen gebildet und die primärmagnetische Remanenz neutralisiert wurden. Die Remanenz kann somit als CRM interpretiert werden, deren Schließungsphase einen längeren geologischen Zeitraum (langsame Abkühlung) umfaßt haben könnte. Damit ist die große Streuung der ersten magnetischen Komponente und die Neutralisierung der primärmagnetischen Komponente erklärbar.

Ganggruppe III (Rengali-Domäne)

Für die Ganggruppe III wurden zwei Gänge beprobt, wobei vom Gang am Rengali Staudamm zwei komplette Probensätze untersucht wurden. Die Ausgangswerte schwanken zwischen 613 und $4070 \cdot 10^{-6}$ Si für die Suszeptibilität und $56 - 903$ mA/m für die Intensität der NRM. Mit MDF-Werten von $25,3$ und $42,7$ mT zeigt die Remanenz eine relativ hohe Stabilität.

Analog zu den gesteinsmagnetischen Ergebnissen sind anhand des Intensitätsverlaufes zwei Komponenten zu identifizieren. Der Anteil der Komponente B (360°C) an der Gesamtremanenz schwankt zwischen 10 und 50% . Für den Aufschluß 187-97 ist der Anteil der Komponente A mit 73% besonders hoch. Die Komponente B (570°C) zeigt einen deutlichen Intensitätsabfall bei $550 - 575^\circ\text{C}$. Die Blockungstemperaturen bestätigen die thermomagnetisch bestimmten Curietemperaturen. Die Komponente A weist generell einen hohen Anteil an der Gesamtintensität der NRM aus, so daß in Kernen mit ausgeprägter Komponente B die Intensität der NRM geringer ausfällt.

Den Zijdefield-Plots (Anlage 11.7.) und der stereografischen Darstellung (Abb. 5-21) ist zu entnehmen, daß die Komponenten A und B nur wenig differieren und somit eine genetische Beziehung im Remanenzserwuchs beider Komponenten bestehen könnte. Die Demagnetisierung mittels AF zeigt, daß nach einer schnellen Beseitigung einer schwachen Remanenz bis 20 mT die charakteristische Remanenz bis 160 mT stabil bleibt und eine hohe magnetische „Härte“ aufweist.

Die statistische Sicherheit der Mittelwerte ist durch eine größere Streuung der Kerndaten innerhalb des Aufschlusses 49-96 und der Aufschlüsse untereinander relativ gering. Grund dafür können lokale Schwankungen in der Häufigkeit der für die Komponenten verantwortlichen Mineralphasen sein. Wie in Kapitel 5.1 dargelegt, wurde am Dyke des Rengali Staudammes zudem eine tektonische Beeinflussung festgestellt, die sich in Verwerfungsbeträgen von $5 - 10$ m senkrecht zum Streichen des Ganges bemerkbar macht. Die beiden Proben-Sites wurden in zwei unterschiedlichen Abschnitten entnommen, die jeweils durch Störungen begrenzt waren. Da die Aufschlußverhältnisse am Rengali-Staudamm eine Verfolgung des Ganges im Streichen ermöglichten, konnten die Rotationsbeträge der einzelnen Gangabschnitte gegenüber dem mittleren Streichen des Gesamtganges bestimmt werden. Hilfreich war, daß das Einfallen des Ganges bei 90° lag und somit nur um eine vertikale Rotationsachse korrigiert werden mußte. Der Aufschluß 49-96a wurde um 14° dextral und 49-96b um 16° sinistral rotiert. Das Diagramm (Abb. 5-21) zeigte nach Rotation eine bessere Übereinstimmung beider Sites.

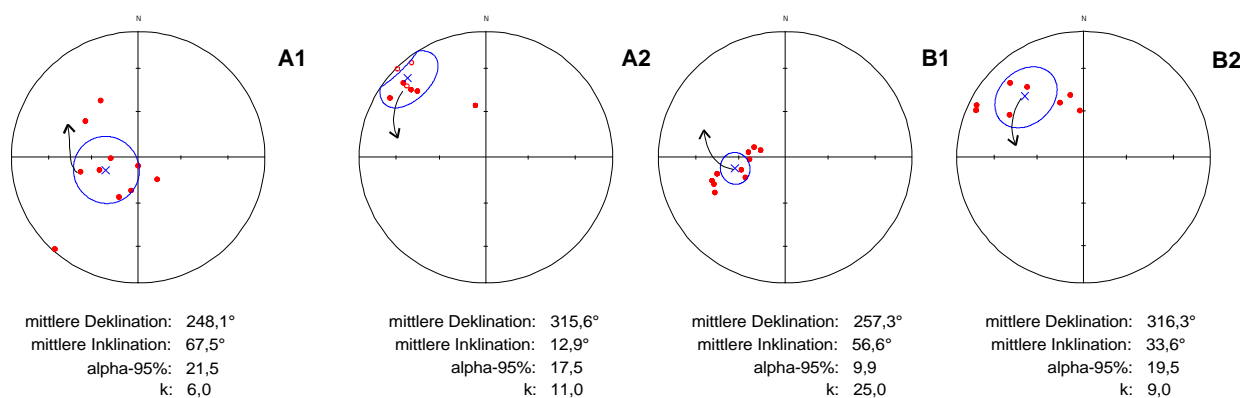


Abbildung: 5-21: Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM (gefüllte Punkte - untere Halbkugel, offene Punkte - obere Halbkugel) für die Ganggruppe III; A1 – 49-96a/ Komponente bis 360° ; A2 – 49-96b/ Komponente 360°C ; B1 – 49-96a/ Komponente 550°C ; B2 – 49-96b/ Komponente bis 550°

Der Mittelwert der Aufschlüsse konnte mit einer Deklination von $287,4^\circ$ und einer Inklination von $35,1^\circ$ berechnet werden. Nach den gesteinsmagnetischen und petrografischen Untersuchungen ist jedoch nicht sicher, ob die nachgewiesene Remanenz primär-magmatischen Charakters ist. Vielmehr könnten Ähnlichkeiten mit dem gesteinsmagnetischen Verhalten der Ganggruppe II auf eine sekundäre Überprägung hindeuten. Die statistische Streuung kann auch von weiteren, nicht reproduzierbaren tektonischen Bewegungen beeinflusst worden sein.

Ganggruppe IV (Bhandara-Kraton)

Die Aufschlußverhältnisse der Ganggruppe IV haben für die Probenahme mit Abstand die größten Probleme bereitet. Mit Ausnahme der Gänge am Fuß des Hirakud Staudammes markierten im Oberflächenanschnitt Boulderspuren den Verlauf der Gänge. Proben konnten zudem nur dort entnommen werden, wo die Dolerite zur Schottergewinnung abgebaut wurden. So konnten für diese außerordentlich interessante Ganggruppe nur 7 Aufschlüsse beprobt werden. Eine Beprobung des Nebengesteins zur Durchführung des Kontakttests war in zwei Fällen möglich.

Alle Gänge sind petrografisch ähnlich und weisen bei geringer Suszeptibilität von einheitlich $500 - 1080 \cdot 10^{-6}$ SI geringe Intensitäten der NRM von $0,1 - 132$ mA/m auf. Die Probe 79-97d zeigt für einen Teil der Kernproben anormale Suszeptibilität von $10400 \cdot 10^{-6}$ SI. Da sich das paläomagnetische Verhalten der Gänge in den drei Aufschlußbereichen (Sambalpur, südlich Raigarh, nördlich Raigarh) leicht unterscheidet (Abb. 5-22), werden diese getrennt charakterisiert.

Am Fuß des Hirakud Staudammes sind zwei basische Gänge aufgeschlossen, für die jeweils zwei Aufschlüsse (Gang 1 - 122a,b bzw. Gang 2 - 122c,d) beprobt wurden. Die Proben zeigen, anders als im petrografischen Bild, ein differenziertes magnetisches Verhalten. Das Blockungstemperaturspektrum belegt zwei Komponenten. Die Intensitätsverteilung für Gang 1 zeigt Kurvenverläufe, die neben einer gleichmäßigen Intensitätsabnahme stellenweise nicht interpretierbare Intensitätserhöhungen zeigen. Analytische Probleme können ausgeschlossen werden, da alle vier Kerne gemeinsam gemessen wurden. Für den Gang 2 zeigen die Demagnetisierungskurven im Temperaturbereich von $250 - 300^\circ\text{C}$ eine Intensitätsabnahme von $10 - 35\%$. Nach einer Plateauphase bei $475 - 500^\circ\text{C}$ nimmt die Intensität der NRM bis 575°C auf Minimalwerte ab.

In der orthogonalen Zijderfield-Projektion, wie auch in der stereografischen Projektion können für den Gang 1 keine stabilen Richtungen beobachtet werden. Im Gegensatz dazu können für den Gang 2 zwei Komponenten unterschieden werden. Bis 475°C konnte eine Komponente A (Abb. 5-22 A1, A2) und im Bereich von 525°C bis 570°C eine Komponente B (Abb. 5-22 B1, B2) isoliert werden. Die Besonderheit der Komponente B ist, daß die Richtungsvektoren auf einem Großkreis auf die stabile Komponente zulaufen. Dies deutet auf eine sukzessive Eliminierung der Komponente A hin, deren Blockungstemperatur nicht bei 300°C liegt. In den Zijderfield-Plots des Ganges 1 (vgl. Anlage 11.7.4) sind die aus Gang 2 extrahierten Richtungen vereinzelt nachzuweisen.

Bemerkenswert ist, daß der Gang 1 niedrige Werte für Suszeptibilität und Intensität der NRM aufweist. Als Ursache könnten Matrixeffekte durch inhomogen verteilte Remanenzträger angeführt werden. Eine abschließende Erklärung für dieses Phänomen kann jedoch durch die vorliegende, geringe Probendichte nicht gegeben werden.

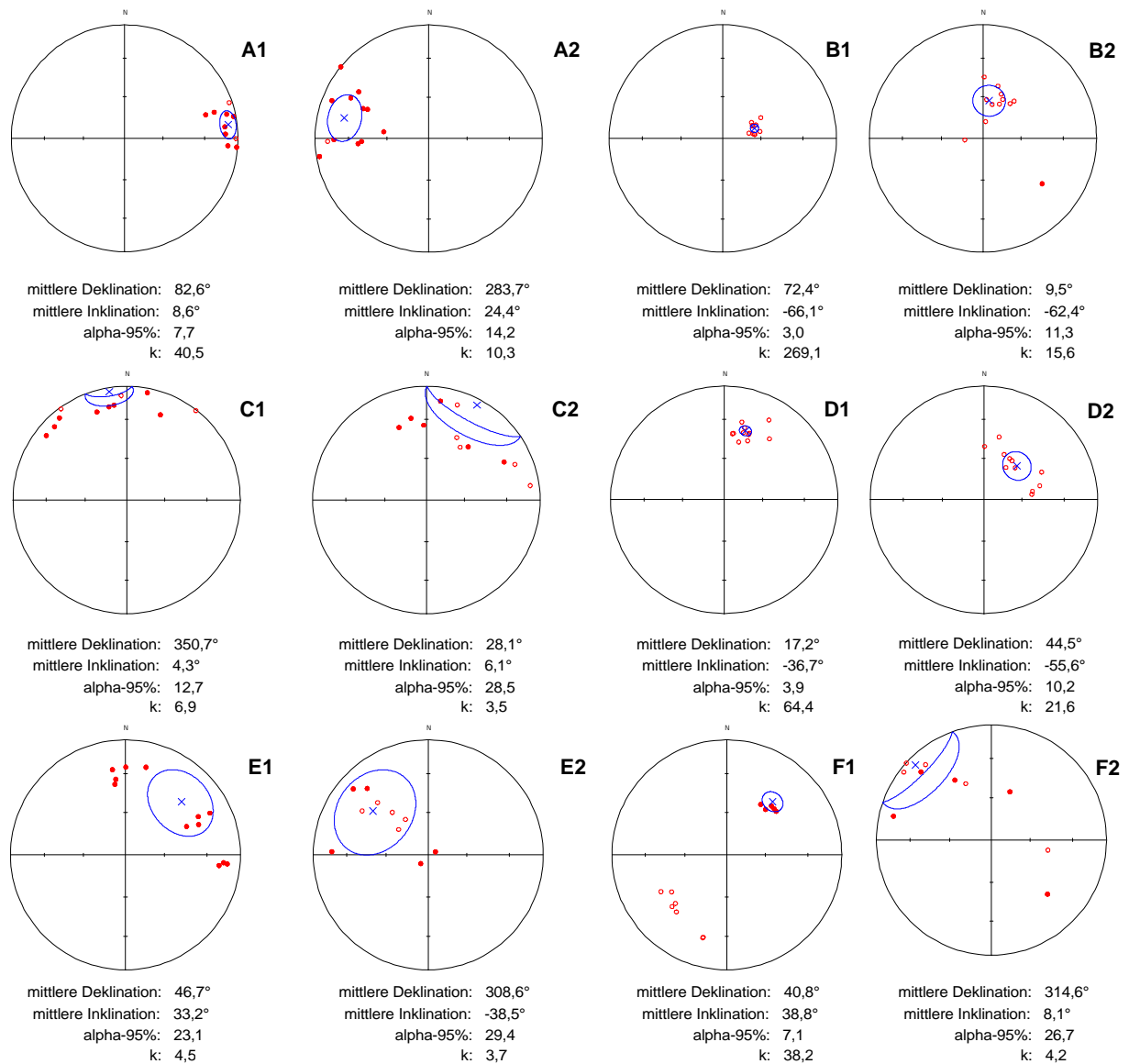


Abbildung: 5-22: Stereografische Darstellung der Komponenten der ChRM (gefüllte Punkte - untere Halbkugel, offene Punkte – obere Halbkugel) für die Ganggruppe IV-Sambalpur; A1 – 122-97c/Komponente bis 475°; A2 – 122-97d/Komponente 475°C; B1 – 122-97c/Komponente 550°C; B2 – 122-97d/Komponente bis 550°; C1 – 42-97a/Komponente bis 300°; C2 – 42-97e/Komponente 300°C; D1 – 42-97a/Komponente 550°C; D2 – 42-97e/ Komponente bis 550°; E1 – 79-97d/Komponente bis 300°; E2 – 79-97c/Komponente 300°C; F1 – 79-97d/Komponente 550°C; F2 – 79-97c/Komponente bis 550°

Südlich von Raigarh durchsetzen Gänge die neoproterozoischen Sedimente des Chattisgarh-Beckens. Ausgehend von den Aufschlußverhältnissen war nicht abzuschätzen, inwieweit die einzelnen Boulder-Blöcke eine in-situ Position aufweisen. Aus diesem Grund erfolgten die Kernproben in einem Aufschluß von verschiedenen, räumlich getrennten Blöcken.

Der Intensitätsverlauf der NRM während der Demagnetisierung belegt gleichfalls die Existenz von 2 Komponenten (vgl. Anlage 11.7). Die Komponente A läßt sich bis 300 °C eliminieren und besitzt keinen wesentlichen Einfluß auf die Richtung der NRM. Die Komponente B bleibt im Temperaturbereich von 400 °C bis 550 °C in ihrer Richtung stabil. Mit einem Präzisionsparameter von 64,4 kann für den Aufschluß 42a (vgl. Abb. 5-22 D1,D2) statistisch abgesichert werden, daß die zur Probenahme ausgewählten Blöcke keine wesentliche Rotation erfahren haben.

Die Abweichungen von der mittleren Site-Orientierung der Aufschlüsse 42a und 42e sind bei einem Abstand von ca. 3 km gering, jedoch vorhanden. Darüber hinaus können die stabilen Orientierungen mit denen des Ganges 2 (122-97c, d) am Hirakud-Staudamm verglichen werden. Die Einzelergebnisse ausgewählter Proben sind der Anlage 11.7.4 zu entnehmen. Die mittlere Orientierung (Komponente B) der Gänge wurde mit einer Deklination von $33,1^\circ$ und einer Inklinaton von $-56,3^\circ$ bei einem $k = 15,5$ bestimmt. Für alle Gänge südlich Raigarh und um Sambalpur wurde eine mittlere in-situ Orientierung der primären NRM von $\text{Inkl.} = 37,9^\circ / \text{Dekl.} = -54,2^\circ$ bei einem $k = 22,2$ ermittelt. Die Ergebnisse erfüllen nach VAN DER VOO (1990) alle sieben Qualitätskriterien und können somit zur Bestimmung eines VGP (vgl. Kap. 6.7) verwendet werden. Durch die geringe Anzahl der untersuchten Gänge um Sambalpur und der schlechten Aufschlußverhältnisse südlich Raigarh bleiben jedoch Unsicherheiten bzgl. tektonischer Bewegungen (Rotation, Translation = Kriterium 5).

Nördlich von Raigarh durchsetzen entlang der Nordrandstörung des Chattisgarh-Beckens weitere basische Gangsysteme die Granitgneise des Bhandara Kratons. Die Aufschlußverhältnisse erlaubten nur an einem Gang die Probenahme für paläomagnetische Untersuchungen. Obwohl die petrografische Ausbildung bzw. die gesteinsmagnetischen Parameter mit den Gängen südlich von Raigarh und am Hirakud-Staudamm vergleichbar sind, ergeben die paläomagnetischen Untersuchungen ein differenziertes Bild.

Nach dem Intensitätsverlauf sind für diesen Gang zwei Typen zu unterscheiden. Der Kurventyp 1 ist mit den Gängen südlich Raigarh durch eine Intensitätsabnahme (10 - 40 %) bis 350°C , ein Plateau bis ca. $500 - 520^\circ\text{C}$ und eine starke Intensitätsabnahme bei 570°C auf Minimalwerte vergleichbar. Der Kurventyp 2 wird durch eine Intensitätszunahme bis 400°C um ca. 20 % und eine finale Intensitätsabnahme bis 570°C um 60 - 75% charakterisiert.

Der Kurventyp 2 ist jedoch auf die Proben beschränkt, die eine anormale Suszeptibilität besitzen. Nachdem die möglicherweise viskose Komponente A (Blitzschlag induziert) eliminiert wurde, konvergiert die Orientierung der Komponente B. Die Proben des Kurventypes 1 weisen eine normale Polarität und die des Kurventypes 2 eine inverse Polarität auf. Die Signifikanz der Orientierung von Komponente B wurde durch einen positiven Reversaltest bestätigt. Der Vergleich mit der magnetischen Orientierung einer angrenzend dazu analysierten Nebengesteinsprobe (79-97c) bestätigt diese Signifikanz (Abb. 5-22 E, F). Der Orientierungsmittelwert der primären Komponente liegt bei einer Deklination von $40,8^\circ$ und einer Inklinaton von $38,8^\circ$ und weicht somit von den vorher besprochenen Gängen (südlich Raigarh, Sambalpur) ab. Als Ursache könnte neben der Zuordnung dieser Gänge zu einem separaten Ereignis auch eine tektonische Beeinflussung (Blockrotation) herangeführt werden. Die Berücksichtigung der vergleichbaren Deklination zu den Gängen südlich Raigarh und der Annahme einer NW-SE streichenden, flachen Rotationsachse spricht für eine tektonisch bedingte Ursache der Abweichung. Ergebnisse der geochemischen Untersuchung deuten jedoch eher auf ein separates Intrusionsereignis hin. Da nur ein Gang beprobt werden konnte, ist dazu eine gesicherte Aussage nicht möglich und bleibt somit für weitere Untersuchungen offen.

Eine zusammenfassende Diskussion zu geochemischen, paleomagnetischen, geochronologischen und petrogenetischen Aspekten enthält Kap. 6.7.

6. Geochronologische Untersuchungen der basischen Gänge

6.1 Allgemeine Vorbemerkung

Basische Gänge bilden durch die hohe Intrusionstemperatur und die rasche Abkühlung klar definierte, geschlossene Isotopensysteme aus. Im Folgenden werden Methoden der Datierung basischer Gänge kurz charakterisiert.

Der **K-Ar Methode** liegt der Zerfall von radiogenem ^{40}K zu ^{40}Ar zugrunde. Nach der Schließung des Isotopensystems ist das Verhältnis $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ proportional zur verflossenen Zeit. Durch den geringen Anteil K-führender Minerale ist die Anwendung dieser Methode auf basische Gänge nur eingeschränkt möglich. Besonders durch die Eigenschaft der Pyroxene, radiogenes ^{40}Ar (nicht vom Zerfall von ^{40}K im Gitter selbst) im Kristallgitter zu akkumulieren, werden Gesamtgesteinsanalysen gestört. Mit der modernen „step-heating“ Methode der $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierung von Einzelmineralen kann dieses Problem zwar nicht grundsätzlich gelöst, aber deren geologische Aussagekraft verbessert werden.

Der **Rb/Sr Methode** liegt der radioaktive Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr zugrunde. Im Gegensatz zur K/Ar-Methode ist eine direkte radiometrische Altersbestimmung durch die große Halbwertszeit von ^{87}Rb nicht möglich. Durch eine Normierung von Mutter- und Tochterisotop auf das stabile ^{86}Sr liegen Messungen von kogenetischen Proben bei einem konstanten initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Diagramm auf einer Regressionsgeraden, der Isochrone. Der Anstieg der Isochrone ist proportional zum radiometrischen Alter, d.h. dem $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ Verhältnis. Wesentlicher Problempunkt ist die relativ hohe geochemische Mobilität von Rb und Sr, deren Verteilung durch viele Einflußfaktoren (magmatische Fluida, hydrothermale Einflüsse, Metamorphose, Verwitterung) gestört werden kann. Zudem ist für Gesamtgesteinsdatierungen die Grundvoraussetzung eines konstanten initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis nur selten eindeutig belegbar. Dieses Problem kann durch eine Analyse von Mineralfraktionen einer Gesteinsprobe zwar minimiert, jedoch nicht gelöst werden.

Die **Sm/Nd-Methode** basiert auf den gleichen physikalischen Prozessen wie die Rb/Sr-Methode, es wird der radioaktive Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd ausgenutzt. Die Altersbestimmung erfolgt analog zur Rb/Sr-Methode mittels Isochronendiagramm kogenetischer Gesamtgesteinsanalysen oder Mineralphasen. Dabei ist von Vorteil, daß Sm und Nd hoch immobile Elemente darstellen und stabil gegenüber sekundären Alterationen sind. Die hohe Schließungstemperatur des Sm/Nd-Systems ermöglicht selbst bei metamorpher Überprägung eine Datierung. Nachteilig wirkt sich die geringe Differenz der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses der Hauptmineralphasen basischer Intrusionen aus, so daß die Regressionsgeraden oft einen hohen Streubereich haben.

Die **U/Th/Pb-Methode** stellt derzeit die mit Abstand präziseste Datierungsmethode dar. Für die Datierung kommen alle Mineralphasen in Frage, die Th und U akkumulieren, wie Zirkon, Monazit, Sphen, Baddeleyit, Allanit, etc. Da sich beide Elemente inkompatibel verhalten, treten diese Minerale in basischen Gängen praktisch nicht auf. Die U/Pb-Datierung von Baddeleyit stellt die vergleichsweise präziseste Methode dar (KROGH ET AL., 1987), setzt jedoch die Aufbereitung umfangreichem Probenmaterials voraus.

Zur geochronologischen Bearbeitung der Gänge wurde folgende Vorgehensweise gewählt:

- Screening-Datierung von 8 Gesamtgesteinsproben mit der K-Ar Methode,
- Datierung der Pseudotachylite mittels Laser- ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode zur Eingrenzung eines Minimalalters der basischen Gänge,
- Präparation von Einzelmineralkonzentraten des Sills von Naraj (Plagioklas) und der Kernprobe aus dem Offshorebereich (Sanidin) zur Datierung mittels Laser- ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode,
- Separation von Plagioklas/Klinopyroxen für 6 Proben der Gruppen II-IV zur Sm/Nd – Datierung,
- Durchführung von Rb/Sr-Isotopenanalysen an Gesamtgesteinsproben, die für die Sm/Nd-Analyse ausgewählt wurden.

6.2 Probenauswahl und -aufbereitung

K/Ar-Datierung

Für die K/Ar-Datierung wurden sechs Gesamtgesteinsproben basischer Gänge aus dem Bereich des EGMB (Ganggruppe II) und der Rengali-Domäne (Rengali-Staudamm – Ganggruppe III) ausgewählt. Von diesen Proben wurde nach Aufbereitung mittels Backenbrecher und Siebung eine Kornfraktion von 0,3 - 0,5 mm separiert, die unter dem Binokular von Verunreinigungen befreit wurde. Insgesamt wurde 1g Probensubstanz im Labor für Geochronologie des Institutes für Präkambrische Geologie und Geochronologie der Russischen Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg analysiert. Details zum Analysenprozeß sind aus Anlage 11.6 zu entnehmen.

⁴⁰Ar-³⁹Ar-Datierung

Die Proben MAH 1 und NAR 1 wurden in zwei Kornfraktionen, von 0,2 - 0,4 mm und 0,4 - 0,63 mm, aufbereitet. Am Frantz-Magnetscheider erfolgte eine Trennung in magnetische (Ferromagnetika, Pyroxene) und nichtmagnetische Fraktionen (Plagioklas, Kalifeldspat). Die nichtmagnetische Rohfraktion wurde durch Natriumpolywolframat, dessen Dichte auf 2,0 g/cm³ eingestellt war, von reliktschen Pyroxenen bzw. Pyroxen-Feldspatverwachsungen gereinigt. Nach einer mehrmaligen Reinigung durch destilliertes Wasser bzw. Azeton im Ultraschallbad wurden ca. 200 Körner von isomorphen Plagioklas- bzw. Sanidinfragmenten unter dem Binokular ausgelesen. Nach einer weiteren Reinigung wurden diese Präparate einer Bestrahlung im Siloe-Reaktor des Kernforschungszentrums Grenoble unterzogen. Details zum Analyseprozeß enthält Anlage 11.6.

Sm/Nd-Datierung

Für die Datierung mit Sm/Nd wurden drei Proben (Gefügetyp 1, Gefügetyp 2, Übergang zwischen Gefügetyp 1 und 2, siehe Anlage 11.4.4) aus der Ganggruppe I, eine Probe der Ganggruppe III (Rengali-Staudamm) und zwei Proben der Ganggruppe IV (Sambalpur bzw. südlich von Raigarh) ausgewählt. Die mittels Backenbrecher und Siebsätze reduzierten Kornfraktionen von 0,2 - 0,4 mm und 0,4 - 0,63 mm wurden am Frantz-Magnetscheider in magnetische und nichtmagnetische Fraktionen getrennt. Die magnetische Fraktion wurde durch Dichtentrennung mit Tetrabrommethan auf eine Fraktion > 2,9 g/cm³ reduziert und nach mehreren Reinigungsschritten unter dem Binokular von allen Pyroxen/Feldspat-Verwachsungen befreit. Da hauptsächlich Klinopyroxene die mafische Phase bilden, kann davon ausgegangen werden, daß nur ein geringer Anteil an Orthopyroxenen im Restkonzentrat enthalten war. Die Aufbereitung der Plagioklase erfolgte durch Dichtentrennung der nichtmagnetischen Fraktion mittels Natriumpolywolframat (Dichte 2,85 g/cm³).

Das Gesamtgesteinspräparat bildet das mittels Achatkugelmühle analysenfein aufgemahlene Gesteinsmaterial. Die Proben wurden im Institut für Präkambrische Geologie und Geochronologie der Russischen Akademie der Wissenschaften, St. Petersburg, von Dr. B.V. Belyatsky analysiert. Einzelheiten zum Analyseprozeß sind Anlage 11.6 zu entnehmen.

Rb/Sr-Datierung

Rb/Sr-Isotopenbestimmungen wurden für sechs Gesamtgesteinsproben am Institut für Mineralogie der TU Bergakademie Freiberg vorgenommen. Ziel der Analyse war es, nachzuweisen, ob für Proben, die nach der Sm/Nd Analytik kogenetisch sind, Korrelationen des Rb/Sr-Systems auftreten. Zudem dienen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der isotopengeochemischen Charakteristik der basischen Gänge.

Zur Berechnung der Isochronenalter und der isotopengeochemischen Parameter (ϵ_{Nd} , Modellalter) wurden das Softwareprogramm ISOPLOT/Ex2, Version 2.06 (LUDWIG, 1999) verwendet.

6.3 K/Ar-Datierung

An sechs Gängen wurden K/Ar-Datierungen vorgenommen. Die Proben 2/12-96, 3/12-96, 4/12-96 und 5/12-96 repräsentieren basische Gänge mit equigranularem Gefüge. Die Gänge sind in einem Tal aufgeschlossen und streichen in einem Abstand von 30 bis 200 m NE-SW. Die Probe 5/10 (Aufschluß 46-96) entstammt einem Gang nahe Angul, der ein doleritisches Gefüge aufweist. Vom Gang am Fuß des Rengali-Staudammes wurde die Probe 3/3/11 (Aufschluß 49-96) entnommen.

Tabelle 6-1: Ergebnisse der K-Ar Gesamtgesteinsanalyse für basische Gänge

Aufschluß / Ganggruppe	Probe	Beschreibung	Kalium [wt. % K]	rad. Ar [ng/g]	Gewicht [g]	Isotopenalter, Fehler (1?)
59-96 /II-G2	2/12	Dolerit (equigranular)	0,58	51,5	0,11855	1012,7 ? 8,9 Ma
59-96 /II-G2	3/12	Dolerit (equigranular)	0,488	36,1	0,10450	877,0 ? 13,8 Ma
59-96 /II-G2	4/12	Dolerit (equigranular)	0,616	36,5	0,09500	732,7 ? 6,7 Ma
59-96 /II-G2	5/12	Dolerit (equigranular)	0,392	30,8	0,11495	921,2 ? 11,4 Ma
46-96 /II-G1	5/10	Dolerit (intersertal)	0,6	39,6	0,12275	799,5 ? 25,1 Ma
49-96 /III	3/3/11	Dolerit (intersertal)	0,74	54,4	0,11385	873,3 ? 18,6 Ma

Analyseparameter: $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $^{40}\text{Ar}/\text{K} = 1,167 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$

Die in Tabelle 6-1 aufgelisteten Ergebnisse zeigen eine sehr inkonsistente Verteilung der berechneten radiometrischen Alter. Die extrem großen Schwankungen der scheinbaren Alter der Ganggruppe II, Gefügetyp 2 von nahezu 300 Ma lassen auf eine Störung des K/Ar-Isotopensystems durch excess-Argon schließen. Aufgrund des geringen Kaliumgehaltes ist zudem der Anteil von radiogenem ^{40}Ar relativ gering. Die scheinbaren Altersdifferenzen können auf eine Akkumulation von excess-Argon in Pyroxenen zurückgeführt werden (DALRYMPLE & LANPHERE, 1969).

Zudem ist eine postintrusive thermische Beeinflussung dieser Gänge aus dem Gefüge ableitbar, die eine Öffnung des Isotopensystems verursacht haben könnte. Die Ergebnisse der K/Ar-Analyse können somit ohne ergänzende geochronologische Untersuchungen geologisch nicht interpretiert werden.

6.4 ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierung basischer Gänge

Probenvorbereitung und Methodik

Im letzten Jahrzehnt hat die ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode zunehmend als Standardmethode an Bedeutung gewonnen. Einerseits sind detaillierte Aussagen über Diffusionsprozesse im Kristallgitter und damit über die Relevanz der berechneten radiometrischen Alter möglich, andererseits können über die Analyse der Elementsignaturen für Ca und Cl die Ursachen inhomogener ^{40}Ar -Isotopenverteilung untersucht werden. Einen methodischen Fortschritt bildet die Laser- ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode. Damit ist eine punktwise Datierung in-situ und für Einzelminerale möglich. Das Methodenspektrum reicht von der vollständigen Aufschmelzung einzelner Minerale („spot fusion“), über die punktwise Datierung innerhalb eines Minerals (Isotopenverteilungskarten) und im Gesteinsverband bis zum „step-heating“ von Einzelmineralen.

Die Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar -Anlage in Montpellier erlaubt neben der punktwise Datierung („spot fusion“) auch das „step-heating“. Für beide Anwendungen arbeitet der Laser im kontinuierlichen Modus. Für eine „step-heating“-Analyse wird der Laser defokussiert, so daß die Laserenergie gleichmäßig das Mineralkorn überstreicht. Durch stufenweise Erhöhung der Laserleistung wird bei gleichbleibender Bestrahlungszeit (30s) die Temperatur im Mineral bis zur Schmelztemperatur erhöht. Eine installierte Mikroinfrarot-Meßeinrichtung war 1998 noch nicht einsatzfähig, so daß keine absoluten Temperaturen angegeben werden können.

Die Randbedingungen zur Interpretation der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Ergebnisse können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- die Plagioklase aus dem Sill von Naraj besitzen bei geringen Korngrößen einen sehr geringen K-Gehalt. Da jedoch das Massenspektrometer für eine reproduzierbare Analyse ein Mindestvolumen von ^{36}Ar , ^{39}Ar und ^{40}Ar voraussetzt, kam nur eine vollständige Aufschmelzung („single fusion“) der Plagioklase in Frage. An einem größeren Plagioklaskorn wurde versucht, die „step-heating“-Methode durchzuführen.
- Die K-Feldspäte der Probe aus der Mahanadi-Offshore-Bohrung sind durch den hohen K-Gehalt der Sanidine optimal für die Durchführung der „step-heating“ Methode geeignet. Die im Gefüge nachweisbare hydrothermale Beeinflussung (Kalzitgänge) ist jedoch bei der Interpretation der Ergebnisse zu beachten.

Ergebnisse der Analyse

Für den Gang von Naraj wurden insgesamt zehn „single fusion“-Analysen durchgeführt. In Abb. 6-1 ist die Auswertung der Ergebnisse im inversen Isochronendiagramm dargestellt. Die Regression erfolgte auf Grundlage der mathematischen Verfahren nach YORK (1969). Der Schnittpunkt mit der Ordinate spiegelt das initiale, nicht radiogene $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – Verhältnis wider. Mit einem Wert von 348,94 liegt es nahe dem atmosphärischen Verhältnis von 293 und weist somit auf einen nur geringen Anteil an Excess-Argon hin. Der durch die Regressionsgerade definierte Schnittpunkt mit der Abszisse ergibt das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis und damit das radiometrische Alter von $116 \pm 1,2$ Ma.

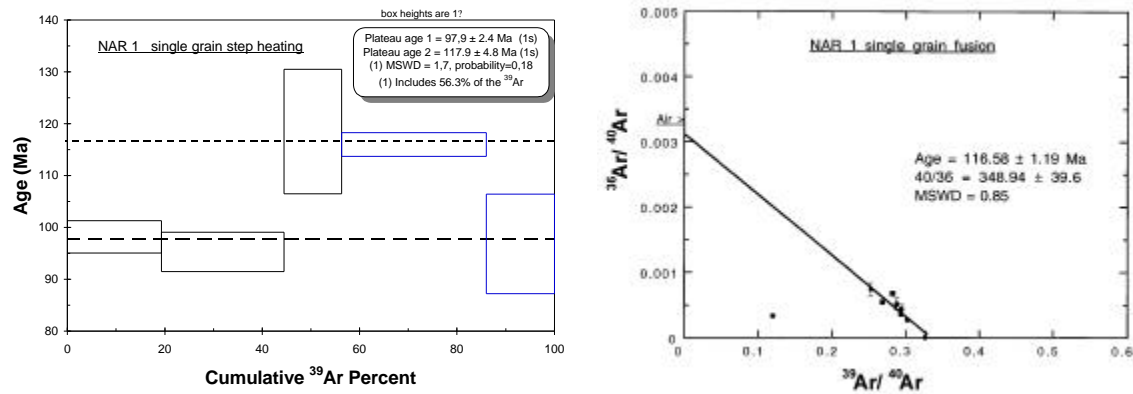


Abbildung 6-1: Ergebnisse der ^{40}Ar - ^{39}Ar Datierung des basischen Ganges bei Naraj für ein „step-heating“-Experiment (gestrichelte Linie markiert die Plateaubereiche) und zehn „single fusion“-Experimente (Invers-Isochronendiagramm)

Das „step-heating“-Experiment an einem großen Plagioklaskorn mußte, um eine analysierbare Menge an Ar-Isotopen zu erhalten, auf fünf Stufen reduziert werden. Obwohl das Diagramm im Vergleich zu normalen step-heating sehr grob ist, läßt sich das für Plagioklase typische sattelförmige Spektrum (Abb. 6-1) in den Grundzügen wiedererkennen. Das Plateaualter, das 40 % der Gesamtmenge von ^{39}Ar umfaßt, stimmt bei einem scheinbaren Alter von $117,2 \pm 4,8$ Ma mit der Isochronenberechnung der „single fusion“-Analyse gut überein. Das ermittelte Isotopenalter von 116,5 Ma erscheint angesichts der bekannten Randbedingungen als Kristallisationszeitpunkt plausibel.

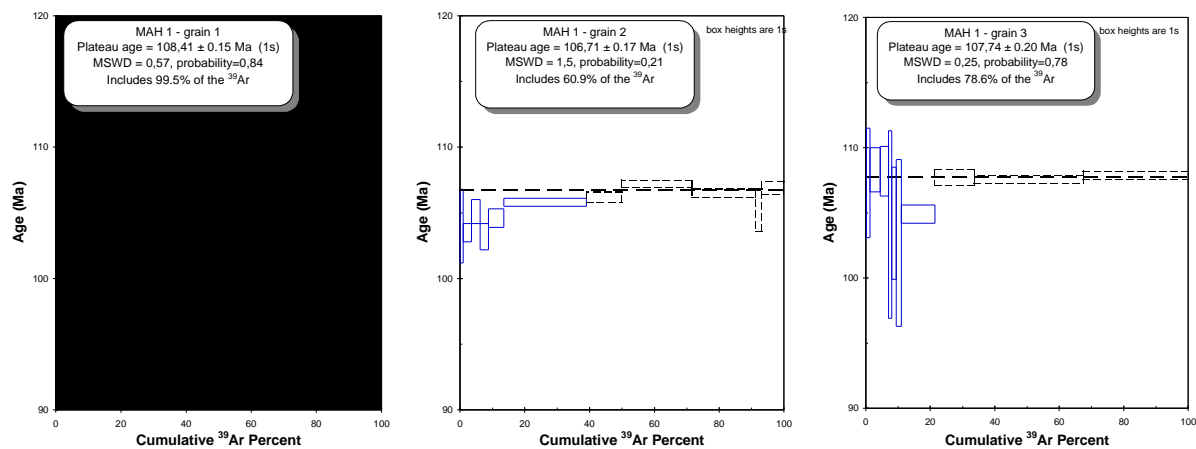


Abbildung 6-2: Ergebnisse der Step Heating ^{40}Ar - ^{39}Ar Datierung der Probe aus dem Mahanadi Offshore (gestrichelte Linie markiert den Plateaubereich bzw. die einbezogenen Steps)

Von der Probe aus der Bohrung MND7 wurden drei Kalifeldspäte im „step-heating“-Verfahren analysiert. Aus Abb. 6-2 ist ersichtlich, daß die drei Spektren ein gut definiertes Plateau mit 80-90 % des gesamten ^{39}Ar -Release aufweisen. Das diskordante Verhalten der Niedrigtemperaturschritte bis max. 10 % ^{39}Ar -Release deutet die Freisetzung einer schwachgebundenen Excess- ^{40}Ar Komponente an, die möglicherweise den hydrothermalen Fluida zugeordnet werden könnte. Das initiale, nicht radiogene $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse von 270 ± 12 hat eine nahezu atmosphärische Zusammensetzung. Die berechneten Plateaualter der drei Analysen überlappen sich im Bereich der 1? - Variationen. Die Konkordanz der Isochronenberechnung belegen MSWD von $< 2,0$. Der Mittelwert der Analysen von 107,4 Ma kann somit als Kristallisationszeitpunkt der trachybasaltischen Schmelze interpretiert werden.

6.5 Sm/Nd - Datierung

Methodik und Probenvorbereitung

Mit Ausnahme der Probe 202a/97, die durch eine möglicherweise unvollständige Mineralseparation keine auswertbare Spreizung aufweist, konnten für fünf Proben Isochronen (Tab. 6-2, Anlage 11.6.6, Abb. 6-3) berechnet werden. Die Plagiokläse repräsentieren die Ergebnisse mit den geringsten und die Pyroxene jene mit den höchsten $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen. Die Gesamtgesteinsanalysen bilden erwartungsgemäß Mischwerte entlang der Regressionsgeraden zwischen den Endgliedern.

Für die Berechnung einer Isochrone wird als genetische Grundlage vorausgesetzt, daß alle Phasen der Regressionsgerade ein gleiches initiales $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis aufweisen. Für primäre Mineralphasen eines magmatischen Gefüges ist diese Voraussetzung gültig, für Mineralphasen unterschiedlicher Proben eine Frage der genetischen Einordnung. Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis ändert sich durch äußere Einflüsse nur unwesentlich und gibt Auskunft über das Magmenreservoir selbst. Kogenetische Intrusionen sind zumeist durch Magmenreservoir analoger Charakteristik gekennzeichnet, deren Sm/Nd-Analysen somit auf einer Isochrone liegen können.

Die Ergebnisse der Mineralisochronenberechnung ergeben scheinbare Isochronenalter von 634 ± 160 bis 830 ± 67 Ma. Die geringe Spreizung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse ist als Ursache für die vergleichsweise hohen 2 σ -Fehler anzuführen.

Tabelle 6-2: Zusammenstellung der Sm-Nd Mineralisochronenberechnungen (Einzelisochronen)

Probe	Gruppe	Isochronenalter [Ma \pm 2 σ]	MSWD	initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{CHUR})$
122-97c	IV/1	830 ± 67	1,5	$0,511065 \pm 0,000069$	$-9,8 \pm 0,9$
42-97d	IV/2	703 ± 50	0,0029	$0,511334 \pm 0,000049$	$-7,7 \pm 0,8$
59-96a	II/G2	685 ± 63	1,09	$0,511977 \pm 0,000059$	$4,3 \pm 0,7$
46-96	II/G1	634 ± 160	0,015	$0,51180 \pm 0,00015$	$-0,3 \pm 0,9$
49-96	III	837 ± 82	1,6	$0,51108 \pm 0,000091$	$-9,5 \pm 1,2$

Die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramme zeigen, daß sich anhand des initialen Verhältnisses $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vier Gruppen unterscheiden lassen (Abb. 6-3). Die Isochronen der Gesamtgesteinsanalysen ergeben durch die abweichenden initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse keine sinnvollen Ergebnisse.

- Gruppe 1: Gänge um Sambalpur und Rengali-Staudamm mit $\epsilon_{\text{Nd}}^{T=700\text{Ma}} \pm 9,9 \pm 1,1$ und Modellaltern (T_{DM}) von 2100 Ma – 2700 Ma.
- Gruppe 2: Gänge südlich von Raigarh mit $\epsilon_{\text{Nd}}^{T=700\text{Ma}} \pm 7,7 \pm 0,8$ und Modellaltern (T_{DM}) von 2100 Ma.
- Gruppe 3: Gänge in den EGMB mit doleritischem Gefüge $\epsilon_{\text{Nd}}^{T=700\text{Ma}} \pm 0,3 \pm 0,9$ und Modellaltern (T_{DM}) von 1500 – 1700 Ma.
- Gruppe 4: Gänge in den EGMB mit Mosaikgefüge $\epsilon_{\text{Nd}}^{T=700\text{Ma}} \pm 4,3 \pm 0,7$ und Modellaltern (T_{DM}) um 1000 Ma.

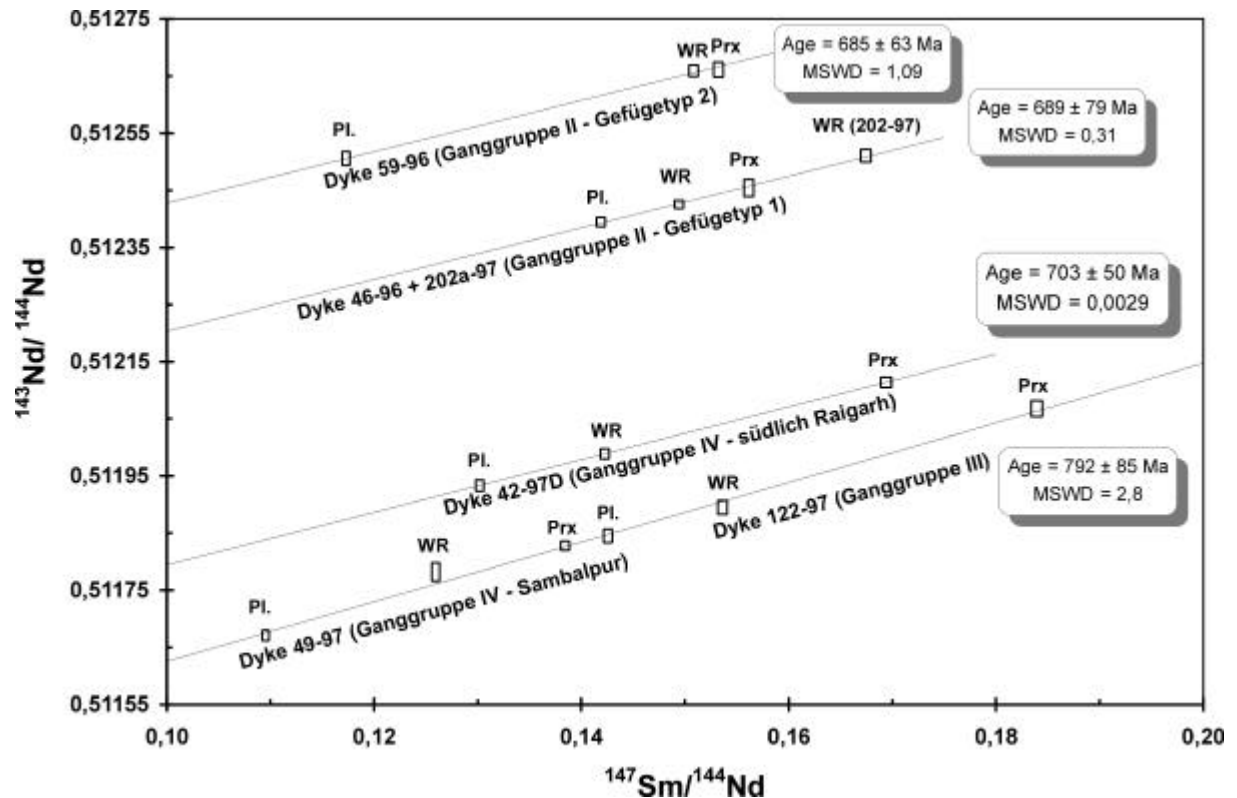


Abbildung 6-3: Synoptisches Isochronendiagramm für die Sm/Nd-Analysen der Ganggruppe II-IV

Die Isochronenalter deuten mit Ausnahme der Gänge um Sambalpur und dem Rengali-Staudamm auf einen vergleichsweise einheitlichen Intrusionszeitpunkt um 700 Ma hin. In Anbetracht des 2 σ -Fehlerbereiches überlappen sich jedoch alle Ergebnisse. Die unterschiedlichen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Initialverhältnisse besitzen eine petrogenetische Signifikanz und werden im Kapitel 6.6 diskutiert.

Die Verifizierung der Isochronenalter und der unterschiedlichen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Initialverhältnisse ist durch den geringen geologischen Kenntnisstand im Bearbeitungsgebiet relativ problematisch. In den EGMB durchschlagen bzw. versetzten die basischen Gänge Pegmatite, die nach AFTALION (1988) und den Ergebnissen der K-Ar-Analyse (Kapitel 4) einer pegmatitische Phase zwischen 850 und 830 Ma zugeordnet werden können. Die Pegmatite grenzen somit das Maximalalter der Gänge ein. Das Minimalalter ist durch diskordante Pseudotachylite mit 550-500 Ma (Kapitel 7) gesetzt. Die Gänge südlich Raigarh durchschlagen diskordant die jüngsten Sedimente des Chattisgarh-Beckens, die nach MURTI (1987) zwischen 1100-800 Ma abgelagert wurden. Der Granitgneis um Sambalpur wurde mittels Rb-Sr Methode auf 2400 Ma (NAIK & NAIK, 1995) datiert und bildet damit für diese Ganggruppe ein Maximalalter. Für die Gänge in der Rengali-Domäne sind keine Altersdaten zur Verifizierung der Sm/Nd-Alter bekannt. Das Sm/Nd-Isotopensystem ist gegen thermische und geochemische Einflüsse stabil. Nach CLIFF ET AL. (1983) kann angenommen werden, daß die Schließungstemperaturen zwischen 500 und 700°C liegen. In den Gängen konnten keine Indizien auf eine hochgradige Metamorphose (z.B. Granat) nachgewiesen werden, die auf eine Öffnung des Sm/Nd Isotopensystemes hindeuten könnte. Die geochronologischen Eckdaten und der gegenwärtige Kenntnisstand stützen die Annahme, daß die Isochronenalter als Intrusionsalter interpretiert werden können. Inwieweit die fast überlappenden 2 σ -Fehler die Interpretation eines singulären Intrusionsereignisses erlauben, ist aufgrund der geringen Datendichte nicht eindeutig zu beantworten.

6.6 Isotopen-geochemische Evaluierung: Vergleich der Sm/Nd mit Rb/Sr-Analysen

Vom gleichen Probenmaterial wurde eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalyse vorgenommen. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm zeigt, daß für Proben, die nach den Sm-Nd Daten als kogenetisch zu betrachten sind, eine Störung des Rb/Sr-Systemes nachweisbar ist. Die berechnete Isochrone („errorchrone“) der Gesamtgesteinsanalysen (Abb. 6-4) weisen neben einem hohen Fehler scheinbare Isotopenalter > 1700 Ma auf, welche geologisch nicht interpretierbar sind. Ursächlich könnte dafür der Einfluß von Fluiden verantwortlich sein.

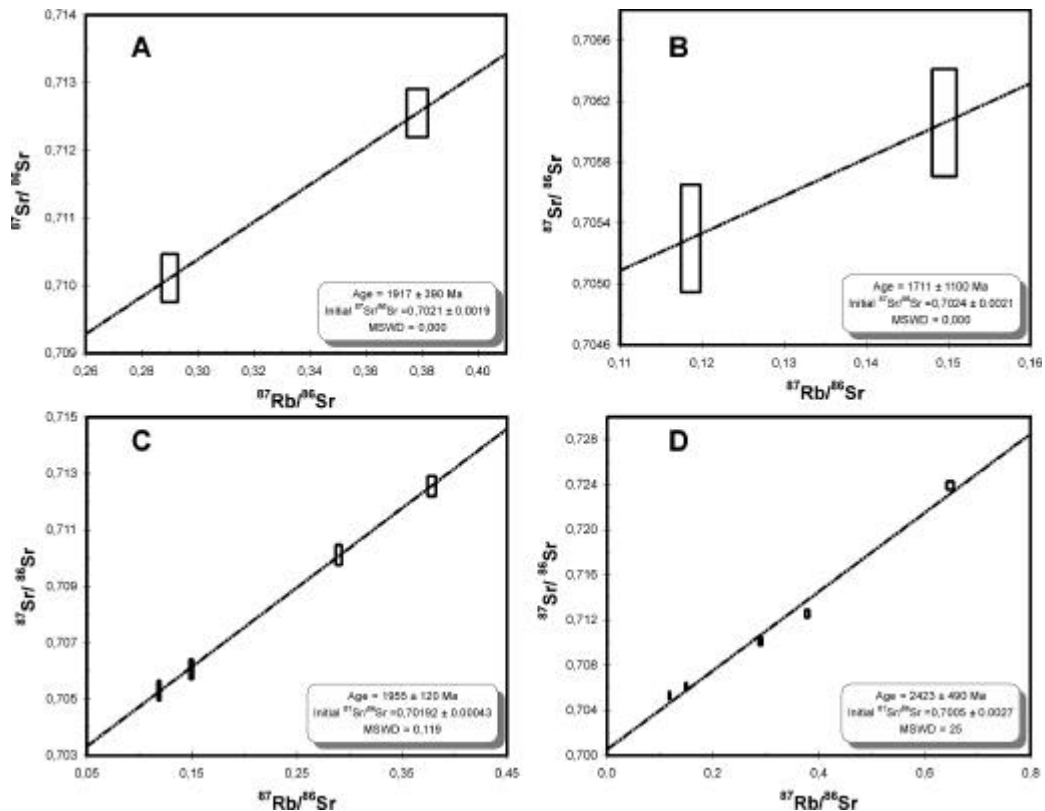


Abbildung 6-4: Darstellung der Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen; A – Ganggruppe IV (Sambalpur/122-97) + Ganggruppe III, B – Ganggruppe I/Gefügetyp I(46-96 + 202-97); C – Ganggruppe IV (A) + III (A) + II (B); D – Ganggruppe IV (A) + III (A) + II (B) + IV(42-97)

Isotopendaten der Sm/Nd-Analyse besitzen hohe Aussagekraft hinsichtlich petrogenetischer Fragestellungen. Als theoretisches Modell wird angenommen, daß das initiale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis der Chondrite dem initialen Verhältnis der um 4,6 Ga aus dem solaren Nebel kondensierten Erde (CHUR - chondritic uniform reservoir) entspricht. Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis erhöht sich linear mit dem radioaktiven Zerfall von ^{147}Sm bis zum heutigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0,512638 (FAURE, 1986). Durch Teilschmelzenbildung entstanden im Mantel Bereiche (DM - depleted mantle) mit einem höheren Sm/Nd-Verhältnis, einer Abreicherung von Nd (LSEE) und somit einem höheren $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis. Die Erdkruste wird von einem abgereicherten Mantelmaterial abgeleitet (DEPAOLO, 1988)

Jedes Magma, das aus dem Mantel durch Teilschmelzenbildung mit einem konstanten Sm/Nd-Verhältnis entsteht, verläßt die lineare Entwicklung des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Mantelverhältnisses. Der Schnittpunkt mit dem DM bzw. dem CHUR wird durch die Gerade zwischen heutigem und initialem $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ definiert.

Das Alter des Schnittpunktes wird als Modellalter bezeichnet und kann als Zeitpunkt der Abspaltung der Schmelze vom Mantel interpretiert werden. Nach DEPAOLO & WASSERBURG (1976) wird üblicherweise das Modellalter auf den LSEE-verarmten Mantel bezogen. Da gegenwärtig keine eindeutigen Daten vorliegen, ob die theoretisch angenommene der tatsächlichen Mantelentwicklung entspricht, sollte die geologische Interpretation der Modellalter vorsichtig vorgenommen werden. Qualitativ gibt das Modellalter Aussagen zu Verweilzeit der Teilschmelzen bzw. deren tektonische Position. Als Differenz zwischen dem Entwicklungstrend von CHUR und dem initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis haben DEPAOLO & WASSERBURG (1976) den Parameter ϵ_{Nd} eingeführt, der auf das jeweilige Intrusionsalter berechnet wird. Die Sm/Nd-Parameter der untersuchten Proben zeigt Tabelle 6-2. Es wird deutlich sichtbar, daß für die Gänge außerhalb des EGMB negatives ϵ_{Nd} und hohe Modellalter (T_{DM}) von 2900-2000 Ma berechnet werden, die eine Anreicherung der Teilreservoirs gegenüber dem Mantelmaterial zeigen. Die basischen Gänge des EGMB ergeben positive ϵ_{Nd} und Modellalter (T_{DM}) unter 1500 Ma. Dies deutet auf Stabilität der Zone zwischen Unterkruste und Mantel seit der Konsolidierung der Kratone des Indischen Kontinentes hin. Die negativen ϵ_{Nd} -Werte könnten auch auf eine Kontamination der Magmenreservoirs durch bei der Kollision des EGMB mit subduzierten archaischen kontinentalen Kruste hinweisen. Die Nb-Ta Anomalie der Gänge außerhalb der EGMB könnte dies stützen.

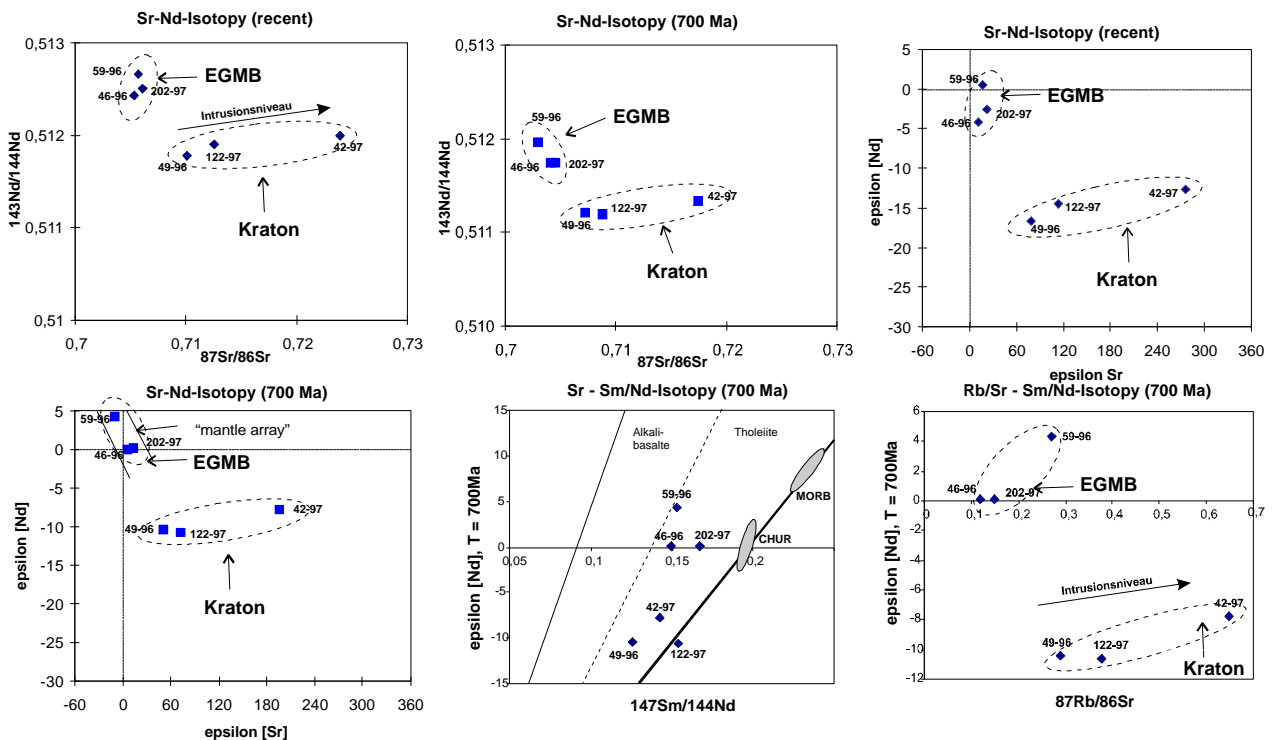


Abbildung 6-5: Zusammenfassung der geochemischen Korrelationsdiagramme zur Sm/Nd- und Rb/Sr-Analytik (46-96 + 202-97 – Ganggruppe II/Gefügetyp 1; 59-96 – Ganggruppe II/Gefügetyp 2; 49-96 – Ganggruppe III; 122-97 – Ganggruppe IV/Sambalpur; 42-97 – Ganggruppe IV/südlich Raigarh)

Die isotopenchemischen Unterschiede innerhalb der EGMB sind mit dem vorhandene Datenmaterial nicht eindeutig zu klären, da bei analogem Intrusionszeitpunkt und der geringen räumlichen Entfernung getrennte Reservoirs schwer vorstellbar sind. Weiter ist zu beachten, daß die heutige Erosionsoberfläche zum Intrusionszeitpunkt sehr unterschiedliche Krustenniveaus repräsentierte. Während das Intrusionsniveau der Gänge südlich von Raigarh oberflächennah lag, muß das Intrusionsniveau der Gänge der EGMB in Krustentiefen von 12 bis 15 km gelegen haben. Die Mächtigkeit der Kruste der Kratonbereiche war zudem zum Intrusionszeitpunkt höher als heute, wie diamantführende Kimberlite im Bhandara Kraton beweisen (SHARMA, 1985; JHA, 1991).

6.7 Diskussion der Ergebnisse und regionalgeologische Implikationen der basischen Intrusionen

6.7.1 Mesozoischer Magmatismus

Der spätpaläozoische bis kretazische Zeitraum ist durch eine globale Änderung der Manteldynamik gekennzeichnet, der zum Rifting und zum Zerfall von Gondwana führte. Die Riftzonen in Ostgondwana folgten vorgezeichneten kontinentalen Schwächezonen (KENT, 1991; WOPFNER, 1993; HARRIS, 1994). Verbunden mit initialem Rifting treten weltweit magmatische Aktivitäten (Parana Basalte, Kerguelen-Basalte, Rajmahal Traps, etc.) auf, die als LIP („large igneous provinces“) der erhöhten Aktivität von „mantle plumes“ (WHITE & MCKENZIE, 1989) zugeordnet werden.

In Ostgondwana sind die Zentren magmatischer Aktivität (Rajmahal-Traps, Syhlet-Traps, Bunbury Basalts, Naturaliste Plateau, Kerguelen-Plateau) im Bereich der initialen Riftzone zwischen Ostantarktika, Indien und Australien angeordnet (Abb.6-6). Nach MORGAN (1981); STOREY & ALABASTER (1991); KENT (1991) und HOFMANN (1995) wird diese magmatische Aktivität der Aktivität des Kerguelen-Hot-Spots zugeordnet.

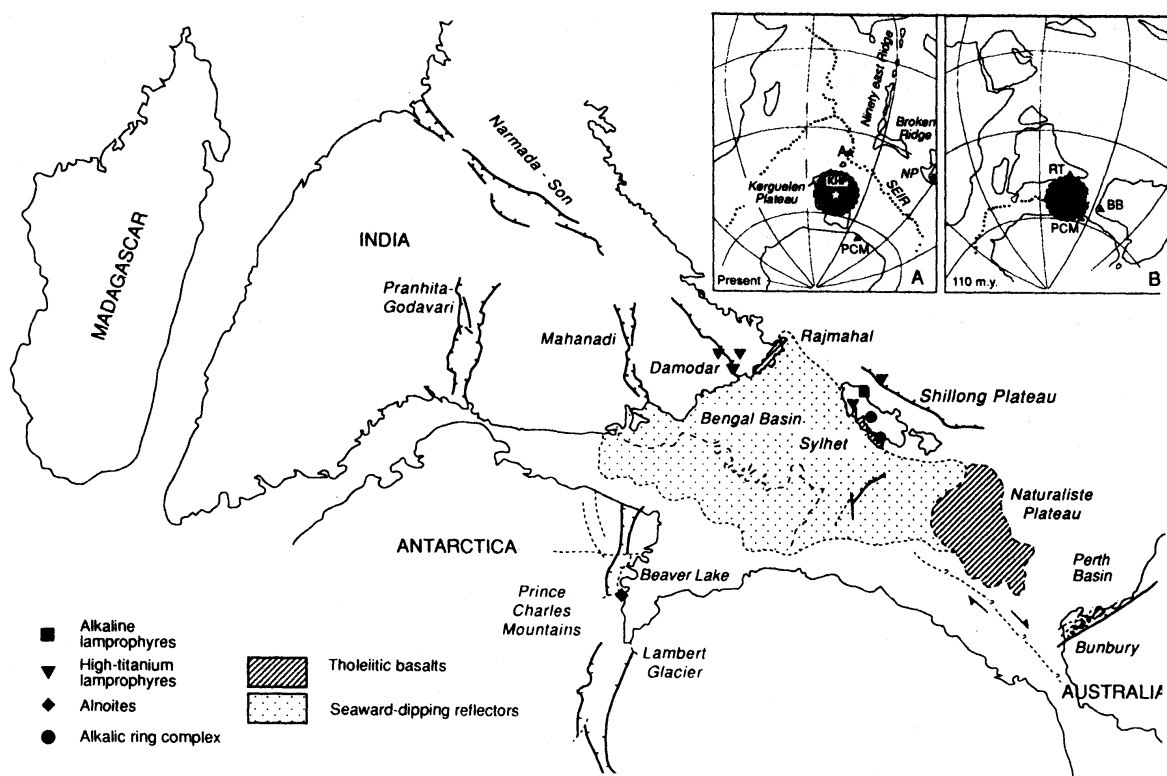


Abbildung 6-6: Paläogeografische Rekonstruktion von Ostgondwana mit Kennzeichnung der Aktivitätszentren des mesozoischen Magmatismus aus STOREY ET AL. (1992) (Paläogeografie - KENT, 1991)

Rajmahal Traps

Die Rajmahal Traps bilden Flutbasalte und tholeiitische Gangsysteme über amphibolit- bis granulitfaziellen Sequenzen des CGGK und permischen bis spättriassischen Sedimenten. Mit einer Fläche von ca. 4300 km² ist nur ein Bruchteil der tatsächlichen Fläche der Rajmahal Traps (KENT, 1991) sichtbar. Nach den geophysikalischen Ergebnissen und Bohrungen in Bihar und dem Bengal-Becken erstrecken sich die Flutbasalte noch mehr als 100 km in südlicher Richtung. Ergebnisse von K-Ar-Analysen grenzen den Zeitraum der Rajmahal Traps auf 122 ± 3 und 88 ± 2 Ma (MCDUGALL & MCELHINNY, 1970; BAKSI, 1986) ein. Neuere ⁴⁰Ar-³⁹Ar-Analysen ergaben demgegenüber konsistente Alter um 117 Ma (BAKSI ET AL., 1991). Paläomagnetische Untersuchungen (MCDUGALL & MCELHINNY, 1970; KLOOTWIJK, 1974; POORNACHANDRA RAO, 1996) stützen paläogeografische Rekonstruktionen (z.B. STOREY ET AL. 1992), wonach die Rajmahal Traps auf Paläobreitenlagen eruptierten, die mit denen der Kerguelen-Basalte und des Naturaliste Plateau vergleichbar sind. Der Verlauf des Hot-Spot-Tracks folgt danach dem 90E-Ridge. In SUBRAHMANYAM ET AL. (1999) wird demgegenüber ein Hot-Spot-Track über das 85E-Ridge favorisiert.

Die geochemischen Signaturen der Haupt- und Spurenelemente der Rajmahal Traps waren Gegenstand intensiver Untersuchungen (BAKSI ET AL., 1987, 1991; STOREY & ALABASTER, 1991; KENT ET AL., 1992; CURRAY & MUNASINGHE, 1992; STOREY ET AL., 1992; KENT ET AL., 1996; SAKAI ET AL., 1997). Die Rajmahal Traps sind überwiegend quarz-normative, tholeiitische Basalte mit flachen mantel-normierten Spurenelementspektren und typischen Signaturen für CFB. Eine unterschiedliche Anreicherung inkompatibler Elemente erlaubt die geochemische Differenzierung von 2 Gruppen. Die Gruppe I ist durch die schwache Anreicherung inkompatibler Elemente mit den Analysen des Kerguelen-Plateau (Site 747,749) vergleichbar. Der erhöhte Anteil inkompatibler Elemente für Gruppe II und Isotopendaten (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) werden auf eine Kontamination mit Krustenmaterial zurückgeführt (STOREY ET AL., 1992).

Syhlet Traps, Assam-Meghalaya Plateau – Sung Valley

Die Syhlet Traps bilden einen schmalen Bereich basaltischer Lavaströme am Südrand des Shillong Plateaus. Zudem treten innerhalb des Shillong Massives an verschiedenen Positionen Intrusionen von Alkalibasalten (BAKSI ET AL., 1992), Lamproiten (KUMAR ET AL., 1996) und Karbonatiten (SARKAR ET AL., 1996, KUMAR ET AL., 1996) auf. Für die Syhlet Traps liegen vergleichsweise wenig Daten vor. SUBBA ET AL. (1994) gliederte die Syhlet Traps infolge unterschiedlicher Anreicherung von SEE- und inkompatibler Elemente in zwei Gruppen. Durch die Ähnlichkeit der geochemischen Signaturen der Syhlet Traps mit denen der Rajmahal Traps sieht SUBBA ET AL. (1994) diese als Randbereich einer ursprünglich einheitlichen Flutbasaltdecke. Die kompositionellen Unterschiede der beiden Gruppen werden auf Mantelheterogenitäten und Auswirkungen einer fraktionierten Kristallisation zurückgeführt.

Zur Alterstellung der Syhlet-Traps sind bislang wenig Daten veröffentlicht worden. Sie schwanken zwischen 108 ± 4 Ma (BAKSI ET AL. 1987) und 110 - 133 Ma (SARKAR ET AL. 1996). Nach BAKSI (1995) bestätigt sich durch neuere Datierungen ein Intrusionszeitraum der Flutbasalte um 105 Ma und somit jünger als die Rajmahal Traps. Ein Lamporphyrang wurde von SARKAR ET AL. (1996) auf 107 ± 3 Ma und ein Phlogopitpräparat eines Karbonatites auf 149 ± 5 Ma datiert. In KUMAR ET AL. (1996) werden zwei Intrusionsphasen für Karbonatit-Komplexe und assoziierte Lamprophyre mit 107 ± 3 Ma und 156 ± 16 Ma (U-Pb) unterschieden. Neuere Untersuchungen (RAY ET AL., 1999) belegen auf Grundlage von Ar-Ar Einzelmineral-Datierung eine kotemporäre Platznahme von Syhlet Traps und Karbonatit-Intrusionen. Die Karbonate werden nach Untersuchungen von stabilen Isotopen (RAY ET AL., 1999) aus subduzierter kontinentaler Kruste im Top-Bereich des Kerguelen-Hot-Spot hergeleitet.

Damodar Valley

Das Koel-Damodar Valley ist aus der Literatur für eine Vielzahl basischer Gänge, die die Sedimente der Gondwana-Becken durchschlagen, bekannt. Bislang sind nur wenige petrologische wie auch geochronologische Untersuchungen durchgeführt worden. Sie offenbaren jedoch ein kompliziertes Spektrum tholeiitischer, alkalibasaltischer bis ultrabasischer Intrusionen.

Die in den Gondwanasedimenten häufigen Dolerite werden nach KENT ET AL. (1996) hauptsächlich als Fiedergänge der Rajmahal Traps bzw. als Vorläufer der Flutbasaltextrusion eingeordnet. Von GHOSE ET AL. (1973) beispielsweise wurde ein Dolerit mit 185 Ma datiert. Durch SARKAR ET AL. (1980) und PAUL & SARKAR (1984) sind Lamprophyrgänge im Damodar Valley geochemisch und geochronologisch untersucht worden. Die Lamprophyre, mit K-Ar-Altern von 121 – 105 Ma umfassen sowohl Minetten und Kersantit-Lamprophyre als auch foidführende Polzenite. MIDDLEMOST ET AL. (1988) charakterisieren die Lamprophyre als Ca, Al und Na verarmt mit Anreicherungen von Ti, K und SEE. Die Entstehung wird auf eine selektive Teilschmelzenbildung eines harzburgitischen Mantelmaterials und dessen subsequeute Metasomatose durch mit inkompatiblen Elementen angereicherte Fluida zurückgeführt. Die Orientierung der Gänge entspricht dem ENE-WSW-Streichen der Randstörungen des Damodar-Valleys.

Im angrenzenden Chhotanagpur Basement wurden von SARKAR (1994) die Mahadanir-Rhyodacite mit einem K-Ar Alter von 217 ± 5 Ma datiert. Neben den in GHOSE ET AL. (1973) mit 268 Ma datierten Hornblende-Peridotiten deutet sich an, daß die syn- bzw. prägondwanische Intrusiva bzw. Effusiva von größerer, als bislang angenommener, regionale Bedeutung sein können. Beispielsweise beschreibt HOFMANN (1991b) Porphyrite mit 245-239 Ma aus den nördlichen Prince Charles Mountains.

Südündischer Granulit Komplex, Kerala

Der Granulit-Komplex von Kerala wird von einem Vielzahl basischer Gänge unterschiedlicher struktureller Position und geochemischer Zusammensetzung durchschlagen. Im Gebiet von Trivandrum werden nach RADHAKRISHNA ET AL. (1990) insgesamt drei mesozoische Intrusionskomplexe unterschieden.

- NE-SW streichende Dolerite mit Isotopenaltern (K-Ar-Gesamtgesteinsdatierung) von 148 ± 2 Ma bis 126 ± 2 Ma und flachen SEE-Spektren, die eine geringe Differenzierung zwischen LSEE und HSEE anzeigen (vgl. Syhlet Traps, Rajmahal Traps),
- NNW-SSW streichende Leucogabbros mit Isotopenaltern von $82,2 \pm 0,7$ Ma bis $62,6 \pm 1,1$ Ma (K-Ar-Datierung bestätigt durch ^{40}Ar - ^{39}Ar -Step-Heating-Datierung (RADHAKRISHNA ET AL., 1994),
- NW-SE streichende Dolerite mit Isotopenaltern (^{40}Ar - ^{39}Ar -Step-Heating-Datierung) von $69,9 \pm 2,0$ Ma bis $59,7 \pm 5,3$ Ma.

Die spätjurassischen bis frühkretazischen tholeiitisch-alkalibasaltischen Gänge belegen eine langandauernde, erhöhte Mantelaktivität. Durch RADHAKRISHNA ET AL. (1994) wird ein genetischer Bezug zu den Deccan-Traps und der Aktivität des Crozet-Hot-Spots gesehen. Der überregionale Charakter der spätjurassischen bis frühkretazischen Intrusionen wird durch das Auftreten von Doleriten mit Isotopenaltern von 143 ± 7 Ma und 152 ± 7 Ma in Sri Lanka (YOSHIDA ET AL., 1989) gestützt.

Deccan Trap Provinz, Intrusionen

Die Deccan-Traps zählen zu den größten Flutbasaltprovinzen (LIP) der Erde. Sie eruptierten in einem extrem kurzen Zeitraum von 66 - 64 Ma (BAKSI, 1994). Die Flutbasalte sind zeitlich mit der Intrusion von Doleritschwärmen (BALASUBRAHMANYAN & SNELLING, 1981; RAMANAN & SUBBARAO, 1985; NAIR ET AL., 1988; KARKARE & SRIVASTAVA, 1990; GWALANI ET AL., 1994) entlang des Narmada-Tapi-Riftes, des Cambay-Riftes und des Westküsten-Riftes (Bombay) verbunden. Zudem werden Lamporphyrgänge (DESSAI, 1987) dem Initialstadium der Eruption der Deccan-Traps zugeordnet. Die kogenetischen Dolerite zeigen eine leicht erhöhte Fraktionierungstrends bzw. Anzeichen krustaler Kontamination.

Der ursprüngliche Umfang der Deccan-Traps wird derzeit intensiv diskutiert. Aufschlüsse der spätkretazischen Rajamundry Laven (BANERJEE ET AL., 1996) an der Ostküste Indiens lassen auf eine weitaus größere, ursprüngliche Ausdehnung schließen.

Naturaliste Plateau, Bunbury Basalte, SW Australien

Das Naturaliste-Plateau bildet analog zum Kerguelen-Plateau einen bis 2500 m über der Tiefseeebene erhöhten Komplex. Die Bunbury-Basalte werden mit Aufschlüssen im Bunbury-Trog (KENT ET AL. 1996) als mögliche kontinentale Fortsetzung des Naturaliste Plateaus betrachtet.

Geochemische Analysen (COLEMAN ET AL., 1982) belegen Unterschiede zwischen den Basalten des Naturaliste Plateau (quarz normativ – 12 %) und den Bunbury-Basalten (leicht quarz-normativ). Spätere Untersuchungen der Neben- und Spurenelemente durch STOREY ET AL. (1992) wiesen eine signifikante Anreicherung inkompatibler Elemente für die Basalte des Naturaliste Plateaus nach.

K-Ar Analysen ergaben für die Bunbury-Basalte Isotopenalter von 105 ± 5 Ma bis 88 ± 4 Ma (MCDUGALL & WELLMAN, 1976). Dolerite im angrenzenden Perth-Becken deuten mit einem Alter von 136 Ma (PLAYFORD ET AL., 1976) eine zeitlich ausgedehntere magmatische Aktivität an.

Kerguelen-Plateau

Das Kerguelen-Plateau nimmt mit einer Fläche von 2300 x 500 km eine besondere Position für die Rekonstruktion des Zerfalls von Gondwana ein. Das Auftreten von kretazischen Sedimenten führte zur Entwicklung unterschiedlichster Hypothesen:

- DIETZ & HOLDEN (1970) interpretierten das Kerguelen-Plateau als Fragment der kontinentalen Gondwanakruste,
- HOUTZ ET AL. (1977) führt, auf Basis von batymetrischen Daten, das Kerguelen-Plateau auf ein Fragment ozeanischer Kruste von der Westküste Australiens zurück,
- nach geochemischen, isotopenchemischen und geochronologischen Ergebnissen des ODP wird für das Kerguelen-Plateau die Aktivität eines Hot-Spot (DUNCAN, 1978; MORGAN, 1981; STOREY ET AL., 1989; WEIS & FREY, 1994; PRINGLE ET AL., 1994) unter kontinentaler Kruste herangezogen.

Die Basis des südlichen Plateaus wird nach WHITECHURCH ET AL. (1992) aus Basalten (ODP Site 120-749) mit einem ^{40}Ar - ^{39}Ar - Alter von $118,2 \pm 5$ Ma aufgebaut. Die geochemischen Signaturen und geophysikalischen Hinweise belegen, daß das südliche Plateau Fragment eines passiven Kontinentalrandes sein könnte (OPERTO & CHARVIS, 1995), daß durch Flutbasalte überdeckt ist.

Die geochemischen Signaturen der Basalte (SEE, La/Yb, Sm/Yb) sind typisch für CFB und mit denen der Ca-reichen Rajmahal- und denen der Bunbury-Basalte vergleichbar (SALTERS ET AL., 1992). Abweichungen treten in Form von Basalten auf, die stark mit inkompatiblen Elementen (Site-748) angereichert sind. Deren Ursprung wird auf Teilschmelzenbildung und Kontamination mit kontinentaler Kruste zurückgeführt (STOREY ET AL., 1992).

Ninetyeast Ridge

Der Ninetyeast Ridge bildet eine Kette untermeerischer Vulkanberge, die beginnend mit dem Broken-Ridge, von Süden nach Norden ein zunehmendes Alter aufweisen. Paläomagnetische Messungen (KLOOTWIJK ET AL., 1991) zeigen mit 49° S eine gleichbleibende Paläobreitenlage. Bei Annahme einer stationäre Lage des Kerguelen-Hot-Spot kann die Anlage des Ninetyeast Ridge auf eine Nordbewegung der Indischen Platte zurückgeführt werden. Das Isotopenalter der Basalte ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateaualter - WEIS ET AL., 1991) steigt von 43,2 ± 0,5 Ma (ODP-Site 121-756) im Süden auf 81,8 ± 2,6 Ma im Norden (ODP-Site 121-758). Die Geochemie der Basalte (WEIS ET AL., 1991) ist mit dem high-Ca Rajmahal-Typ (KENT ET AL. 1996) vergleichbar.

Lambert Rift, Prince Charles Mountains, Prydz Bay

Im permisch-spätriassischen Lambert-Rift tritt in Zusammenhang mit dem initialen Rifting zwischen Indien und Antarktika ein intensiver Magmatismus auf (Tab. 6-3). Die Sedimente werden von kontinentalrand-parallelen Alkali-Ultrabasiten im Altersbereich von 150 - 103 Ma (SHERATON, 1983, HOFMANN, 1991) durchschlagen. Untersuchungen an Mantelxenolithen (ANDRONIKOV & EGOROV, 1993) belegen tiefreichende Magmenreservoirs und Teilschmelzenbildung eines harzburgitischen Mantels. Die geochemischen Signaturen sind mit den Ultrabasiten des Damodar-Valley (vgl. MIDDELMOST ET AL. 1988) vergleichbar. Auf Grundlage der Sm/Nd-Untersuchungen an Mantelxenolithen führten ANDRONIKOV & BELYATSKY (1995) die Magmenbildung auf Mantelprozesse zurück, die mit der dabei vermuteten altpaläozoischen Anlage des Lambert-Riftes in Verbindung stehen könnten.

Tabelle 6-3: Zusammenstellung der mesozoischen Intrusionen im Umfeld des Lambert-Riftes

Alter [Ma]	Aufschluß	Methode	Material	Referenz
150-115	Jetty-Oase	Sm-Nd, Rb-Sr	Lamprohyre	ANDRONIKOV, 1993
145-120	Jetty-Oase		K-Na Lamproite	MIKHALSKY ET AL., 1996
130	Jetty-Oase, Plattform Kamenistaja	K-Ar-whole rock	Monchiquite	HALPERN & GRIKUROV, 1975
132±9 - 103±5	Jetty-Oase	K-Ar-whole rock	Alkalibasalte	HOFMANN, 1991a
132±9 - 113±10	Jetty-Oase, Plattform Kamenistaja	K-Ar-whole rock	Alkali-Ultrabasite	HOFMANN, 1991a
119±6	Jetty-Oase, Plattform Kamenistaja	K-Ar-whole rock	Monchiquit	HOFMANN, 1991a
110±3	Radok Lake	K-Ar Phlogopite	Alnöit	WALKER & MOND, 1971
110±3, 108±3	Radok Lake	K-Ar Min-age	Alnöit	SHERATON & BLACK, 1981
124±16 - 91±12 143±26 - 107±13 151±26 - 82±18	Radok Lake	AFT	Basement BCM + Radok Kongl. Gänge + Gond.-Sed	ARNE, 1994

Im Shelfbereich (Prydz Bay) wurden durch STAGG (1985) und COOPER ET AL. (1991) auf Basis geophysikalischer Daten ein Effusivkomplex beschrieben, dessen Alterstellung nach stratigrafischen Implikationen zwischen 120 - 105 Ma liegen könnte.

Diskussion der geochemischen und geochronologischen Ergebnisse

Der Kerguelen-Hot-Spot (heutigen Lage von 49°S) lag nach paläogeografischen Rekonstruktionen (z.B. KENT, 1991) zwischen dem indischen Subkontinent und Ostantarktika auf der gleichen Paläobreitenlage wie die Rajmahal-Traps bzw. der Gang bei Naraj. Die unter dem südlichen Kerguelenplateau vermutete kontinentale Kruste OPERTO & CHARVIS (1995) füllt möglicherweise die Lücke in der Plattenrekonstruktion (siehe Abb. 6-6). Nach STOREY ET AL. (1992) kann die magmatische Aktivität auf dem Kerguelen-Plateau um 118 Ma zeitlich mit dem Auftreten der Rajmahal-Traps, der Syhlet-Traps, dem Naturaliste-Plateau und dem Bunbury-Basalten korreliert werden. Die diesbezüglichen Beiträge der vorliegenden Arbeit sind folgendermaßen zusammenzufassen:

- Im Gebiet des Mahanadi-Riftes wurden Magmatite aus zwei unterschiedlichen, tektonischen Positionen untersucht.
- Ein tholeiitischer Basalt (NAR 1), der frühkretazische Ton, Silt- und Sandsteine des Athgarh-Beckens durchschlägt, weist ein ^{40}Ar - ^{39}Ar Isochronenalter von $116 \pm 1,2$ Ma auf. Dieses Alter präzisiert die K-Ar Datierung nach AGARWAL & RAMA (1976) von 111 Ma für diesen Gang.
- Eine Probe (MAH 1) aus dem Liegenden der diskordant auf dem proterozoischen Basement der EGMB aufliegenden Effusivseinheit des Offshore-Mahanadi-Beckens ergab ein mittleres ^{40}Ar - ^{39}Ar Plateaualter aus drei Einzelmineralaltern von 107,4 Ma und belegt ein separates Ereignis.

Im Vergleich mit den geochronologischen Daten für die Rajmahal-Traps und dem Kerguelen-Plateau vervollständigt der Gang von Naraj mit einem ^{40}Ar - ^{39}Ar Alter von $116 \pm 1,2$ Ma das Bild der über-regionalen Auswirkungen des Kerguelen Hot-Spots. Die Ergebnisse aus dem Mahanadi-Offshore-Becken geben wesentliche Implikationen über Dauer und Entwicklung dieser magmatischen Aktivität.

Obwohl die Fission-Track-Untersuchungen (vgl. Kap. 8) ehemals vorhandene Flutbasalte im Bereich des Mahanadi-Riftes ausschließen, belegen jurassisch-kretazische AFT-Alter aus Störungszonen eine erhöhte thermische Aktivität für diesem Zeitraum.

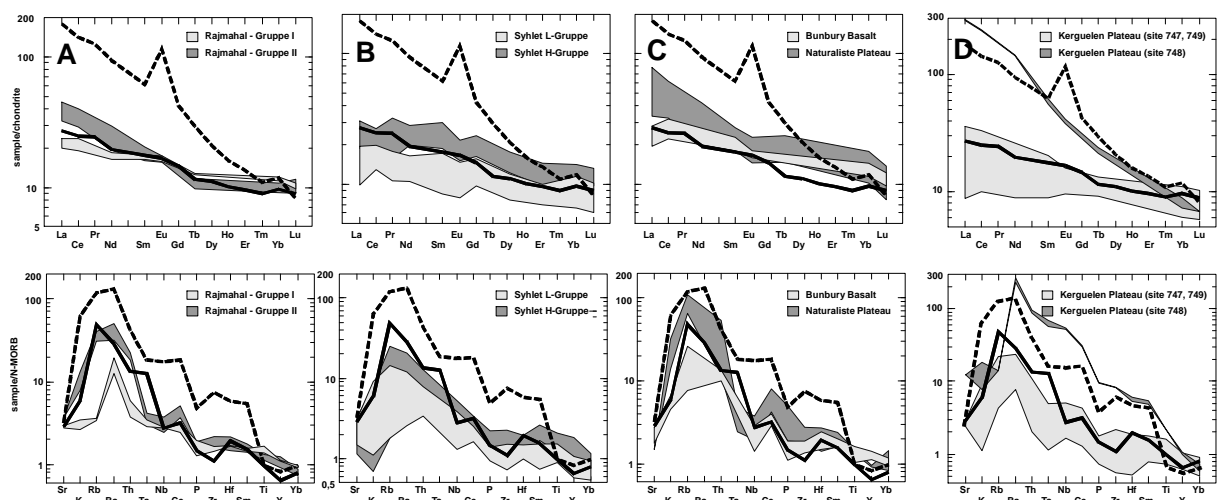


Abbildung 6-7: Vergleich der geochemischen Ergebnisse für NAR 1 (durchgezogene Linie) und MAH 1 (gestrichelte Linie) mit den Rajmahal-Traps (A - Kent et al., 1996), dem Kerguelen-Plateau (D - STOREY ET AL., 1992), den Syhlet-Traps (B - SUBBARAO ET AL., 1994) und den Bunbury-Basalten/Naturaliste-Plateau (C - STOREY ET AL., 1992) für chondrit-normierte SEE-Plots (normiert nach TAYLOR & MCLENNAN, 1985) und N-MORB-normierte Multielementplots (normiert nach SUN & McDONOUGH, 1989)

Der Gang bei Naraj zeigt neben den gegenüber N-MORB erhöhten Gehalten für inkompatible Elemente, typische Merkmale geringfraktionierter, tholeiitischer Intraplattenbasalte. Der Vergleich von N-MORB-normierten Multielementspektren (Spiderdiagramm) und chondritnormierten SEE-Spektren des Ganges bei Naraj im Vergleich mit den Rajmahal Traps (Abb.6-7) deutet auf genetische Beziehungen zur geochemisch höher entwickelten Gruppe II hin. Die SEE-Verteilung des Ganges weist jedoch einen geringeren Anreicherungsgrad für LSEE auf, die auf eine weitere Differenzierung der Magmenquellen hindeuten könnte. Die geochemischen Signaturen des Ganges sind analog dem der Rajmahal Traps typisch für eine Abstammung von einem angereicherten Mantelreservoir, daß im Zusammenhang mit Krustenextension durch initiales kontinentales Rifting steht. Im Vergleich mit den angrenzenden Rajmahal-Magmatiten kann der Dyke von Naraj der Group II (STOREY ET AL., 1992) bzw. den high Ca-Rajmahal -Tholeiiten (KENT ET AL., 1996) zugeordnet werden. Diese Zuordnung ist für unterschiedliche Diskriminationsdiagramme konstant. Gleichfalls wird die enge geochemische Verbindung zu den Kerguelen-Basalten (Ausnahme Site 748) und den Syhlet-Traps deutlich. Dem stehen der vergleichsweise hohe MgO-Gehalt (8,1 %) und mg#-Wert (67,13) der Probe NAR im Vergleich zu den Rajmahal-Traps (MgO = 5,1 – 7,0 %; mg# = 52 – 62) gegenüber.

Die Komplexität der geochemischen Signaturen von Rajmahal Traps und dem Gang bei Naraj zeigen sich zudem im Vergleich unterschiedlicher Diskriminationsdiagramme (Abb 6-8 J-L). Die Zuordnung der Basalte anhand inkompatibler Elemente zur geotektonischen Position und zu eventuell abgrenzbaren Magmenquellen ist nicht einheitlich. Die geochemische Korrelation des Ganges bei Naraj mit den Rajmahal-Basalten bzw. deren petrogenetische Charakterisierung wird trotz der Unterschiede im wesentlichen deutlich und stützt die geochronologische und tektonische Einordnung.

Die Kernprobe aus dem Mahanadi-Offshore-Becken unterscheidet sich jedoch signifikant in den geochemischen Signaturen von der Probe NAR 1 und Basalten in Relation zum Kerguelen-Hotspot. Die hohe Anreicherung von LSEE und von inkompatiblen Elementen deuten u.a. in Verbindung mit niedrigen MgO- und Ti-Gehalten auf ein höher entwickeltes Magmenreservoir hin. Die höher entwickelten Magmen im Topbereich der Magmatite des Mahanadi-Deltas könnten beispielsweise auf Fraktionierungsprozesse in einem isolierten Magmenreservoir zurückgeführt werden. Regionale Vergleichsmöglichkeiten dazu sind mit der Site 748 (Kerguelen-Plateau) und den Basalten auf dem Naturaliste-Plateau vorhanden. Für diese Proben wird beispielsweise nach STOREY ET AL. (1992), gestützt u.a. durch Sr-, Nd-, und Pb-Isotopen, eine Fraktionierung sowie Krustenkontamination angenommen. Als Auslösemechanismus für die Effusion der Basalte kann das beginnende Rifting zwischen Indien und Antarktika gesehen werden. Kotemporäre Lamprophyre im Bereich des Radok Lake (108 ± 3 Ma – SHERATON & BLACK, 1981, Lambert-Rift) zeigen zudem eine tiefreichende magmatische Aktivierung bis in den Bereich des oberen Mantels.

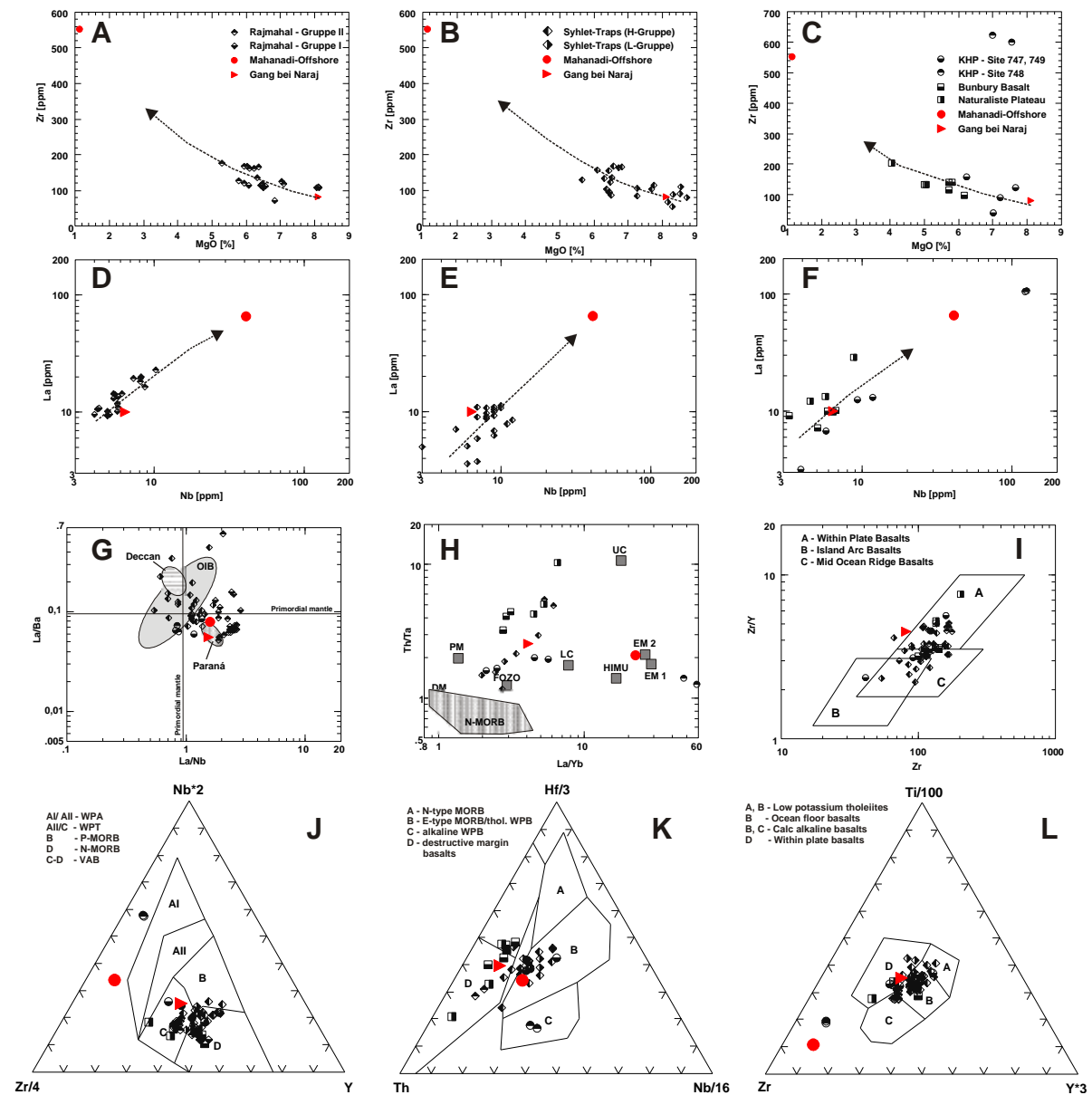


Abbildung 6-8: Vergleich der geochemischen Ergebnisse für NAR 1 (Dreieck) und MAH 1 (Kreis) mit den Rajmahal-Traps (KENT ET AL., 1996), dem Kerguelen-Plateau-Basalt (STOREY ET AL., 1992), den Syhlet-Traps (SUBBARAO ET AL., 1994) und den Bunbury-Basalten/Naturaliste-Plateau (STOREY ET AL., 1992) für Elementverhältnisse (Angabe einer möglichen magmatischen Entwicklungslinie) A – C: Zr/MgO, D-E: La/Nb, G: inkompatible Elementverhältnisse mit Markierung der OIB – „ocean intraplate basalts“ nach FITTON ET AL. (1991), Parana-Basalts nach ROCHA ET AL. (1988), Deccan-Basalte nach DESSAI (1994); H: inkompatible Elementverhältnisse nach CONDIE (1997), PM/DM/LC/UC nach SUN & MCDONOUGH (1989), EM1/EM2 nach HART & ZINDLER (1989), I: Diskriminationsdiagramm nach PEARCE & NORRY (1979), J: nach MESCHÉDE (1986); K: nach WOOD (1980), L nach PEARCE & CANN (1973); Erläuterung der Symbole in Diagramm A - C

Mit einem Alter von 107 Ma liegt MAH1 nahe dem für den Prydz-Bay-Komplex vermuteten Alter (STAGG, 1985). Ein Vergleich der seismischen Profile durch den Prydz-Bay-Komplex und den Mahanadi-Komplex zeigt deutliche Analogien (HOFMANN, 1996). Angedeutete Entwicklungstrends für inkompatible Elemente (vgl. Abb. 6-8) von Kerguelen Basalt zu den Offshore-Basalten des Mahanadi-Beckens könnten diese Annahme stützen.

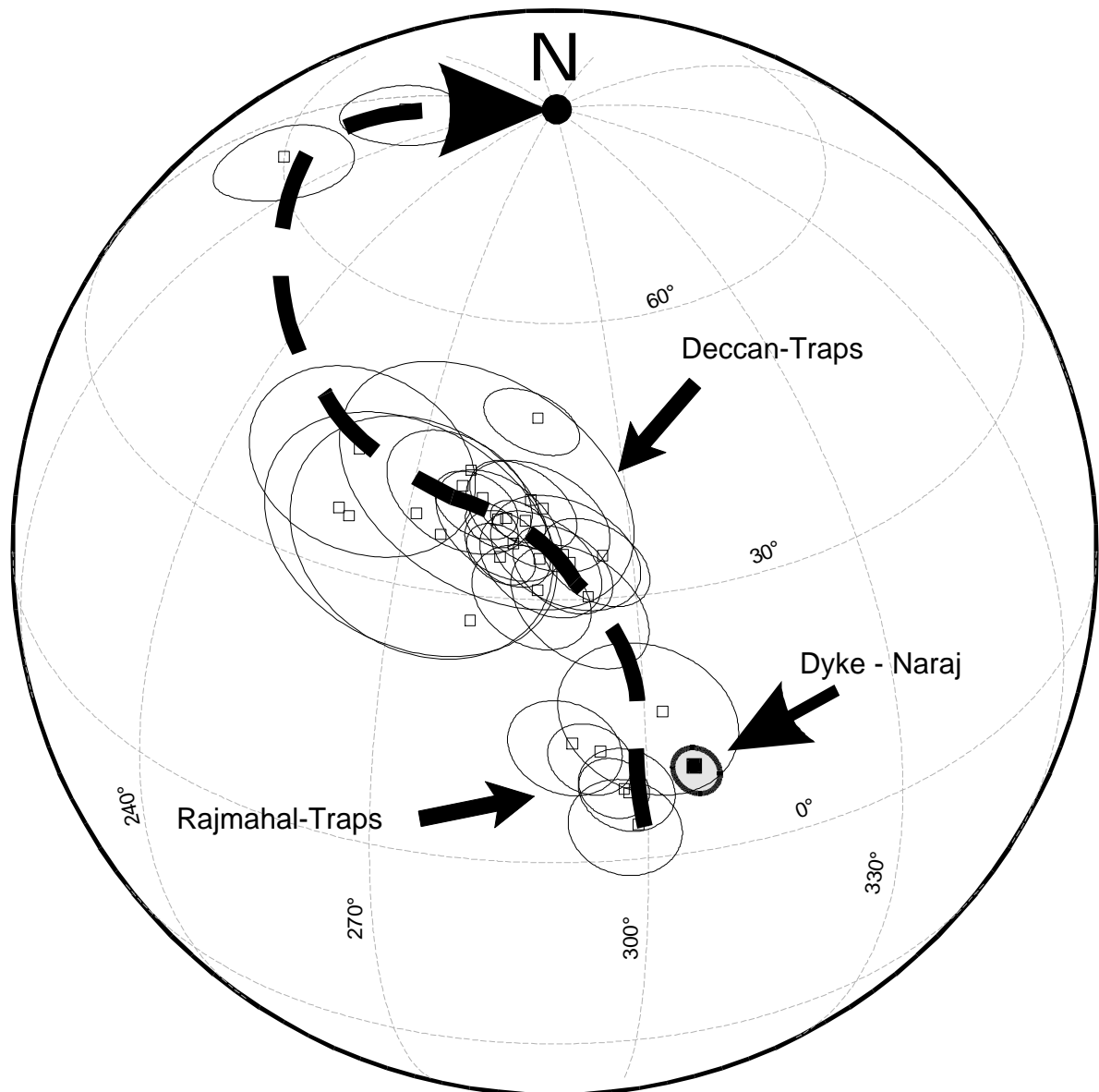


Abbildung 6-9: Darstellung des scheinbaren, mesozoischen Polwanderungspfad von Indien auf Basis der IAGA - paläomagnetischen Datenbank (MCELHINNY, M.W. AND LOCK, J. (1996), UPDATE JUNE 2000) mit Darstellung der Pollage des Ganges von Naraj, der Rajmahal Traps und der Deccan Traps

Im Ergebnis paläomagnetischer und gesteinsmagnetischer Untersuchungen war es möglich, für den Sill von Naraj die primäre Orientierung des remanenten, magnetischen Feldes in primärmagmatischen ferromagnetischen Mineralphasen zu isolieren. Die Untersuchung belegt trotz des Einflusses postintrusiver hydrothermalen Alteration den primären Charakter der Magnetisierung.

Die Lage des scheinbaren geomagnetischen Poles ($10,4^{\circ}\text{N}$, $304,4^{\circ}\text{E}$, $dp=2,4^{\circ}$, $dl=3,5^{\circ}$) zum Zeitpunkt der Intrusion (Abb. 6-9) deckt sich innerhalb des Fehlerbereiches mit denen der Rajmahal Traps (ATHAVALLE & VERMA, 1970; POORNACHANDRA RAO, 1996; SAKAI ET AL., 1997). Die Paleobreitenlage von 50°S des Ganges stützt eine Korrelation mit der Lage Kerguelen Hot Spot zum Zeitpunkt der Intrusion (z.B. KENT, 1991).

6.7.2 Paläozoische magmatische Aktivität

Im Gegensatz zu der relativ komplexen magmatischen Aktivität im Lambert Rift (zusammengefaßt in HOFMANN, 1996) ist im Bereich des Mahanadi-Rift keine magmatische Aktivität bekannt. Da der derzeitige Stand der geologischen Basement-Kartierung im Bereich des Mahanadi-Riftes aus verschiedenen Gründen nicht bekannt bzw. veröffentlicht ist, ist es möglich, daß sich in Zukunft ein revidiertes Bild ergibt.

Im Bereich des Damodar Valley sind durch Untersuchungen von GHOSE ET AL. (1973) einige paläozoische Intrusionen von Hornblende-Peridotiten, Apliten und Alkalisyeniten bekannt.

6.7.3 Neoproterozoische magmatische Aktivität

Präkambrische Gangschwärme sind für die indischen Kratoneinheiten Dharwar, Singhbhum, Aravalli und Bhandara typisch und treten vergleichsweise häufig auf (MURTHY, 1987). Entsprechend der geotektonischen Bedeutung waren die Gangschwärme Gegenstand umfangreicher Untersuchungen. Ein Vergleich der zeitlichen Einordnung und der geochemischen Signaturen wird jedoch durch eine oft unsichere Datierung in ihrer Aussagekraft eingeschränkt. So erfolgte traditionell die Datierung der basischen Gänge über Rb-Sr- oder K-Ar-Gesamtgesteinsanalysen. Erst Veröffentlichungen jüngerer Datums beinhalten, einschließlich detaillierter geochemischer Untersuchungen, Sm-Nd- und Ar-Ar-Datierungen (RADHAKRISHNA ET AL., 1991; RADHAKRISHNA & JOSEPH, 1998; PANDEY ET AL., 1997). Die bislang veröffentlichten radiometrischen Altersdaten fallen für den Bhandara-Kraton/Aravalli-Kraton zumeist in den Bereich zwischen 1600 und 2400 Ma (IKRAMUDDIN & STUEBER, 1976; BALASUBRAHMANYAN, 1975; DRURY, 1984). Vereinzelt wurden neoproterozoische Alter von 550 Ma im Grenzbereich Chuddapah-Becken zum Godavari-Rift (SINHA & RADHAKRISHNA, 1983) und 850 – 800 Ma für den Harohalli-Gangschwarm (RADHAKRISHNA & MATHEW, 1996) nachgewiesen. Neuere geochronologische Untersuchungen für südindische Karbonatite (MÖLLER & SCHLEICHER, 2000) belegen mit Isotopenaltern von 750 ± 11 Ma weitere Intrusionen in diesem Zeitraum.

Im angrenzenden Singhbhum-Kraton werden die basischen Gänge in den „Newer Dolerite Dykes“ zusammengefaßt. Diese Gruppe umfaßt petrologisch sehr unterschiedliche Gänge, die von tholeiitischen Doleriten über ultrabasische Nortite bis hin zu alkaliultrabasischen Lamporphyren reichen. Die zeitliche Einordnung der Gänge geht auf K-Ar-Gesamtgesteinsanalysen von SARKAR & SAHA (1977) und MALLIK & SARKAR (1994) zurück und läßt zwei Intrusionsperioden von 950 – 1200 Ma und 2200 – 1600 Ma vermuten. Das erste Gangereignis wird nach MALLIK & SARKAR (1994) mit denen der post-Cuddapah-Gänge des Dharwar-Kratones parallelisiert.

Diese kurze Übersicht zeigt, daß bislang nur wenige neoproterozoische Gänge zum Vergleich mit den Gängen im Umfeld des Mahanadi-Riftes herangezogen werden können. Im Rahmen der vorliegenden Studie sind basische Gänge in Basementkomplexen unterschiedlicher tektonischer Position beschrieben worden. Die Basementkomplexe unterlagen anchimetamorpher bis granulitfazieller Beeinflussung und stellen somit unterschiedliche Krustenniveaus zum Intrusionszeitpunkt dar. Die basischen Gänge zeigen mit doleritischem, intersertalem bis equigranularem Gefüge eine weite Spanne der Erscheinungsformen hypabyssischer Intrusionen. Die Gefügebildung wie auch die geochemischen Signaturen deuten auf einen unterschiedlichen Grad postintrusiver hydrothermaler bis schwach metamorpher Überprägung hin.

Die normierten Spektren inkompatibler Spurenelemente und SEE zeigen bei ähnlichen Kurvenformen einen differenzierten Anreicherungsgrad und Fraktionierung von LSEE und HSEE. Insbesondere eine negative Nb-Ta-Anomalie unterscheidet die Gänge außerhalb und innerhalb des EGMB. Die Geochemie der basischen Gänge deutet durch die tholeiitische Affinität, die Anreicherung inkompatibler Elemente gegenüber MORB und Signaturen einer Krustenkontamination auf magmatische Aktivitäten hin, die typisch für ein initiales, kontinentales Rifting (WPB) sein können. Der unterschiedliche Anreicherungsgrad für inkompatible Elemente liegt für die untersuchten Gänge auf einem linearen Trend und deutet somit auf einen genetischen Bezug hinsichtlich der Magmenherkunft und deren magmatische Entwicklung hin. Die Auswertung der normierten Elementplots (SEE, inkompatible Elemente) und der inkompatiblen Elementverhältnisse untereinander zeigt, daß neben einer möglich Fraktionierung auch Prozesse der Krustenkontamination, Teilschmelzenbildung und unterschiedliche Mantelzusammensetzung diskutiert werden können. Die Gänge um Sambalpur weisen den geringsten Anreicherungsgrad und die Gänge südlich Raigarh den höchsten Anreicherungsgrad für inkompatible Elemente auf.

Von allen Ganggruppen wurden Proben zur paläomagnetischen Untersuchung entnommen. Gänge, die das Basement der EGMB und der Rengali-Domäne durchschlagen, zeigen keinen primärmagmatischen, remanenten Magnetismus. Für die Gangintrusionen des Bhandara-Kratons konnte eine stabile Orientierung des remanenten Magnetismus isoliert werden. Auf Grundlage der gesteinsmagnetischen Untersuchungen und der tektonischen Randbedingungen wird diese Remanenz der Intrusion der Gänge zugeordnet. Die Tabellen 6-4 und 6-5 fassen die Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen (thermische Demagnetisierung) zusammen und vergleicht die Ergebnisse mit veröffentlichten Daten.

Tabelle 6-4: Ergebnisse (TH) der Paläomagnetik – virtuelle, paläomagnetische Polpositionen

Aufschluß	Probe (Anz.)	Lith.	Temp [°C]	Decl. [°]	Incl. [°]	N	k	? ₉₅ [°]	LAT [°]	LON [°]	PLAT [°]	dp [°]	dm [°]
79-97	79D (11)	Dolerit	500-550	40,1	38,2	11	36,1	5,0	52,8	166,4	68,5	3,5	6,0
79-97	79C (10)	Granit	500-550	313,5	-21,8	10	72,6	8,6	-33,6	142,3	-78,7	4,8	9,2
42A-97	42A (9)	Dolerit	350-525	17,2	-36,7	9	64,4	3,9	-44,5	60,5	-69,6	2,7	4,6
42E-97	42E (11)	Dolerit	500-550	45,4	-55,0	11	21,0	7,3	-18,2	45,2	-54,4	7,4	10,4
122-97	122C (8)	Dolerit	525-575	73,1	-65,7	8	247,9	2,1	5,2	43,8	-42,1	2,8	3,4
122-97	122D (9)	Dolerit	525-600	21,8	-59,1	9	53,9	4,5	-25,3	65,5	-49,7	5,1	6,8
42-97 + 122-97		Dolerit		37,9	-54,2	37	28,2	19,9	-22,9	50,1	-55,2	19,7	28,0

Tabelle 6-5: Vergleichsdaten für neoproterozoischen VGP des indischen Kraton

Aufschluß	Alter [Ma]	Decl. [°]	Incl. [°]	N	k	? ₉₅	LAT [°]	LON [°]	PLAT [°]	dp [°]	dm [°]
Newer Dolerite Dykes I ⁸⁾		334	18	8	60	13,1	61,6	331,3		6,7	13,1
Newer Dolerite Dykes II ⁸⁾		40	82	2	52	8	34,5	98,2		15,1	15,6
Newer Dolerite Dykes III ⁸⁾		142	46	1	15	13	-27,2	124,8		6,5	10,2
Harohalli-Dykes ¹⁾	814	26,9	83,0	2	1910	5,7	24,3	83,6	76,2	9,6	9,8
Harohalli-Dykes ²⁾	814	7,4	81,5	32	46	7,7	29,4	79,4	72,4	13	13,5
Malani Rhyolites ³⁾	740-720	354,5	53,5		35,3	8	80,5	39,9	33,6	8	11,5

Aufschluß	Alter [Ma]	Decl. [°]	Incl. [°]	N	k	? ₉₅	LAT [°]	LON [°]	PLAT [°]	dp [°]	dm [°]
Mundwarra Complex ⁴⁾	850-650	329	-24	8		21	-41,8	115,4	-12,6	12	22
Kaimur Series, Vindhyan System ⁵⁾	900-850	357	31	50		6	82	286	16,7	4	7
Upper Sandstones ⁶⁾ Bhandar	650-530	207,5	9,5	37	137	5,5	-49,8	32,5	4,5	3	5,5
Bhandar and Rewa Series + Upper Vindhyan System ⁶⁾	600-530	203,4	8,1	21	17,5	11,1	-51,2	37,9	4,1	5,6	11,2
Rewa Sandstones, Vindhyan System ⁶⁾	650-518	32	-37	7	15	13,7	-36,4	40,1	-20,6	9,6	15,9
Khewra Sandstone ⁷⁾	518-545	203	31,5	9	40,5	8	-36,5	43,0	16,7	5	9

Daten nach: (1) DAWSON & HARGRAVES (1994); (2) RADHAKRISHNA & MATHEW (1996); (3) KLOOTWIJK (1974); (4) ATHAVALE ET AL. (1970); (5) SAHASRABUDHE & HEMMADY (1974); (6) ATHAVALE ET AL. (1972); (7) KLOOTWIJK ET AL. (1986); (8) VERMA & PRASAD (1974); Quelle: MCELHINNY, M.W. AND LOCK, J. (1996), Update IAGA Ver. 3.2 – Juni 2000

Der Site-Mittelwert für die vermutlich kogenetischen Gänge südlich Raigarh und um Sambalpur sind in Tab. 6.4 durch Fettschrift hervorgehoben. Durch die bislang geringe Anzahl geochronologisch gesicherter VGP-Daten (MCELHINNY, M.W. AND LOCK, J. (1996), IAGA– JUNI 2000) konnte noch kein gesicherter neoproterozoischer Polwanderungspfad für den indischen Kraton berechnet werden. Insbesondere in MEERT & VAN DER VOO (1997) verdeutlicht die Korrelation der indischen Daten mit denen von Afrika, Australien und Antarktika die bestehenden Unsicherheiten. Der Vergleich mit bislang veröffentlichten Daten zeigt jedoch, daß die berechneten virtuellen Pollagen der untersuchten Gänge nahe denen der neoproterozoischen Sedimenten (650 – 518 Ma) von Rewa- und Bhandar-Gruppe liegen und somit neben eine vergleichsweise geringe Plattendynamik für den Zeitraum 750 – 500 Ma auf eine Intrusion um oder jünger als 700 Ma hinweisen (vgl. auch Aussage in WINGATE & GIDDINGS (2000) für den australischen Kraton). Die Paleobreitenlage und der VGP (Tab. 6-4) stimmen gut mit der Rekonstruktion nach POWELL ET AL. (1993) und DALZIEL (1995) für Rodinia um 750 Ma überein. Die VGP-Daten der Harohalli-Gänge, der Malani-Rhyolithe und der Newer Dolerite Dykes weichen im Vergleich zu denen der untersuchten Gänge teilweise erheblich ab, deren Ursache nur durch weitere Untersuchungen zu klären sind. Hinsichtlich der Newer Dolerite Dykes ist gleichfalls von einer unsicheren geochronologischen Datenbasis auszugehen. Es ist nicht auszuschließen, daß späte Generationen der Newer Dolerite Dykes mit den hier untersuchten Gängen kotemporär sind.

Die paläomagnetischen Ergebnissen stützen den geochronologisch ermittelten Remanenzzerwerb für die untersuchten Gänge im Zeitraum von 600 – 700 Ma. Thermische Überprägung für die Gänge der EGMB und der Rengali-Domäne haben teilweise zu einer Auslöschung der primären Remanenz geführt, so daß keine VGP berechnet werden konnten. Die Lage der charakteristischen Remanenzen für die Gänge um Sambalpur konnten ermittelt werden und liegt trotz der Altersdifferenz nahe denen der Gänge südlich Raigarh. Die Qualität der VGP (VAN DER VOO, 1990) erlaubt deren Nutzung zur Paläorekonstruktion.

Der untersuchte Gang nördlich Raigarh weicht in seiner Orientierung der primären Magnetisierung von dieser Richtung signifikant ab und deutet auf Blockrotation oder einen differenzierten Intrusionszeitpunkt hin. Die geringe Probendichte limitiert jedoch statistisch gesicherte Aussagen.

Geochronologische Untersuchungen mittels der Sm/Nd-Methode ergaben bei der Analyse von Plagioklas, Pyroxen und Gesamtgestein für alle Ganggruppen Isochronenalter in einem Zeitfenster von 680 – 800 Ma. Während das Isochronenalter der Gänge um Sambalpur bzw. am Rengali-Staudamm bei 792 ± 85 Ma liegt, weist eine Gangprobe südlich von Raigarh und die Gänge innerhalb der EGMB Isochronenalter von 685 ± 63 bis 703 ± 50 Ma auf.

Inwieweit die Differenz von 100 Ma auf zwei Intrusionsereignisse schließen läßt oder nach der paläomagnetischen Analyse ein Intrusionereignis relevant ist, kann durch die geringe Probenanzahl und die systematischen Limitierungen der Sm-Nd-Methode nicht abschließend geklärt werden.

Die initialen $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -Verhältnisse der Ganggruppen unterscheiden sich signifikant. Die initialen ϵ_{Nd} -Verhältnisse der Gänge der EGMB ($\epsilon_{\text{Nd}} = +4,3$ bis $-0,3$) liegen im leicht Nd-abgereicherten bis initial-chondritischem Bereich, während die Gänge der Rengali-Domäne und des Bhandara-Kratons deutlich Nd-angereicherten Bereich liegen. Dieser Trend ist teilweise konsistent (Nb-Ta, inkompatible Elemente) und gegensätzlich (kompatible Elemente) zum Bild der geochemischen Signaturen. Unter Einbeziehung der Sr-Isotopie verstärkt sich dieser Trend für die Gänge des Bhandara-Kratons, was u.U. auf eine sekundäre Alteration des Rb-Sr-Systemes zurückgeführt werden könnte.

Für die unterschiedlichen initialen $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ -Verhältnisse können folgende Prozesse diskutiert werden:

- Heterogenitäten in der Zusammensetzung des oberen Mantel – Abweichungen von chondritischen Charakter,
- metasomatische Prozesse im Grenzbereich Oberen Mantel zur Unteren Lithosphäre,
- Kontamination durch kontinentale Kruste infolge von Subduktionsprozessen.

Nach den derzeitigen Vorstellung bilden die Eastern Ghats eine Terran-Kollage, die im Mesoproterozoikum (1600 – 1400 Ma) gegen den indischen Kratonblock kollidierte. Während dieser Kollision wurde u.U. archaische kontinentale Kruste unter den Bhandara- sowie den Singhbhum-Kraton subduziert. Zum Intrusionszeitpunkt der Gänge im Neoproterozoikum bestand eine den heutigen Verhältnissen vergleichbare laterale, jedoch differenzierte vertikale Konstellation von EGMB, Bhandara-Kraton und Singhbhum-Kraton zueinander. Angesichts der geotektonischen Position der Aufschlüsse scheint eine Kontamination des Mantels unter dem Kratonbasement mit archaischer kontinentaler Kruste plausibel. Dies erklärt zudem die hohen Modellalter für die Gänge im Kraton-Basement. Weiterhin stützen die Isotopendaten die Zuordnung der Rengali-Domäne zum Singhbhum-Kraton.

Initiiert durch möglicherweise im Zusammenhang mit dem Rodinia-Rifting stehende Mantelaufwölbung sind in der Unterkruste Magmenreservoirs unter den EGMB und dem Kraton-Basement mit unterschiedlicher Isotopenzusammensetzung aktiviert worden. Der Magmenaufstieg war an die präexistente Schwächezone der NOBF gebunden. Das derzeitige Erosionsniveau repräsentiert zum Intrusionszeitpunkt die Tiefenlage der Unterkruste (EGMB, Rengali-Domäne) über die oberen Krustenbereiche (Gebiet um Sambalpur) bis hin zu oberflächennahem Niveau (Chattisgarh-Becken). Somit sind bei Annahme eines einheitlichen Intrusionszeitpunktes das unterschiedliche Fraktionierungsniveau erklärbar. Möglicherweise aus den Sedimenten des Chattisgarh-Beckens aktivierte Fluida haben zu einer sekundären Überprägung geführt (Ba-, Rb-Anomalien).

Zur Bestätigung dieser Annahme wären jedoch weitere geochronologische (z.B. U-Pb-Baddeleyite) und vor allem geochemisch-petrogenetische Untersuchungen notwendig. Im Ergebnis wären jedoch außerordentlich detaillierte Aussagen zum Intrusionsverlauf, Alterationsvorgängen und den Platznahmemechanismen einer Gangintrusion im Bereich Unterkruste – Oberflächenbereich möglich. Die Untersuchungen sollten in jedem Fall systematisch auf den Bereich der Newer Dolerite Dykes ausgedehnt werden.

7. Struktur und Geochronologie der Pseudotachylite

7.1 Allgemeines

Die feldgeologischen Befunde belegen, daß das Auftreten von Pseudotachyliten an regionale tektonische Zonen gebunden ist. Die Pseudotachylite nehmen somit eine Schlüsselstellung für die Beschreibung tektonischer Prozesse im Übergang von duktilem zu sprödem Materialverhalten ein. Die geochronologische Untersuchung der Pseudotachylite ermöglicht zudem Aussagen zur zeitlichen Einordnung des Inventars spröder (Störungen, Klüfte) und duktiler Deformationsinkremente (Foliation, Mylonitzonen). Die Datierung der Pseudotachylite bildet in diesem Fall die Grundlage für eine zeitliche Einordnung der Aktivität von regionalen tektonischen Trends (Regionale Lineamente).

Bislang wurde das Auftreten von Pseudotachyliten in der Literatur zumeist ohne strukturelle Interpretation erwähnt (z.B. AFTALION, 1988). Systematische Untersuchungen über deren zeitliche und strukturelle Einordnung liegen nicht vor. Zudem bestehen durch die wenigen geochronologischen Untersuchungen im Bereich des Mahanadi-Riftes (AFTALION ET AL., 1988; MEZGER & COSCA, 1998) große Unsicherheiten hinsichtlich der generellen zeitlichen Einordnung von Strukturabfolgen. Nach den Ergebnissen geochronologischer Untersuchungen aus südlichen Bereichen der EGMB (SHAW ET AL. 1997, MEZGER & COSCA 1998) deutet sich an, daß eine N-S und E-W Zonierung tektono-metamorpher Prozesse des Neoproterozoikums/Altpaläozoikums in dem EGMB zu berücksichtigen ist. Als semiduktile Strukturen nehmen die Pseudotachylite zudem für die Interpretation der Fission Track Daten (Zirkon Fission Track) sowie der Untersuchung der strukturellen Anlage des Mahanadi-Riftes eine Schlüsselstellung ein.

Pseudotachylite werden als Produkt coseismischer Deformation mit hoher Deformationsrate betrachtet und treten in mylonitischen wie auch kataklastischen Zonen unterschiedlicher tektonischer Positionen auf. Im Gegensatz zum häufigen Auftreten werden Pseudotachylite, obwohl sie singuläre Ereignisse darstellen, vergleichsweise selten für tektonische Analysen verwendet. Die Untersuchung von Pseudotachyliten ermöglicht zudem einen Einblick in exhumierte ehemalige Störungszonen bzw. Erdbebenzentren.

Die Bildung der Pseudotachylite werden durch Randbedingungen, wie Lithologie, Fluiddruck, Umgebungstemperatur, strukturelle Inhomogenitäten, Differentialspannung, Versatzbetrag und Deformationsrate beeinflusst. Es wird weitgehend akzeptiert, daß Pseudotachylite Ergebnis einer durch seismische Bewegungen initiierten Friktionsschmelze sind. Alternative Modellvorstellungen führen demgegenüber Pseudotachylite ohne Schmelzphase auf Ultrakataklase zurück (WENK, 1978; WENK & WEISS, 1982).

Aus den Ergebnissen von experimentellen und theoretischen Untersuchungen (SPRAY, 1992; MAGLOUGHLIN, 1992) sind Kriterien erarbeitet worden, die durch die Auswertung von Internstrukturen eine Unterscheidung von Friktionsschmelzen und Kataklastiten ermöglichen. Die Interpretation bzw. Zuordnung wird dadurch erschwert, daß die Bildung von Pseudotachyliten und Kataklastiten vom Mechanismus her gleich ist und diese folglich auch nebeneinander auftreten können.

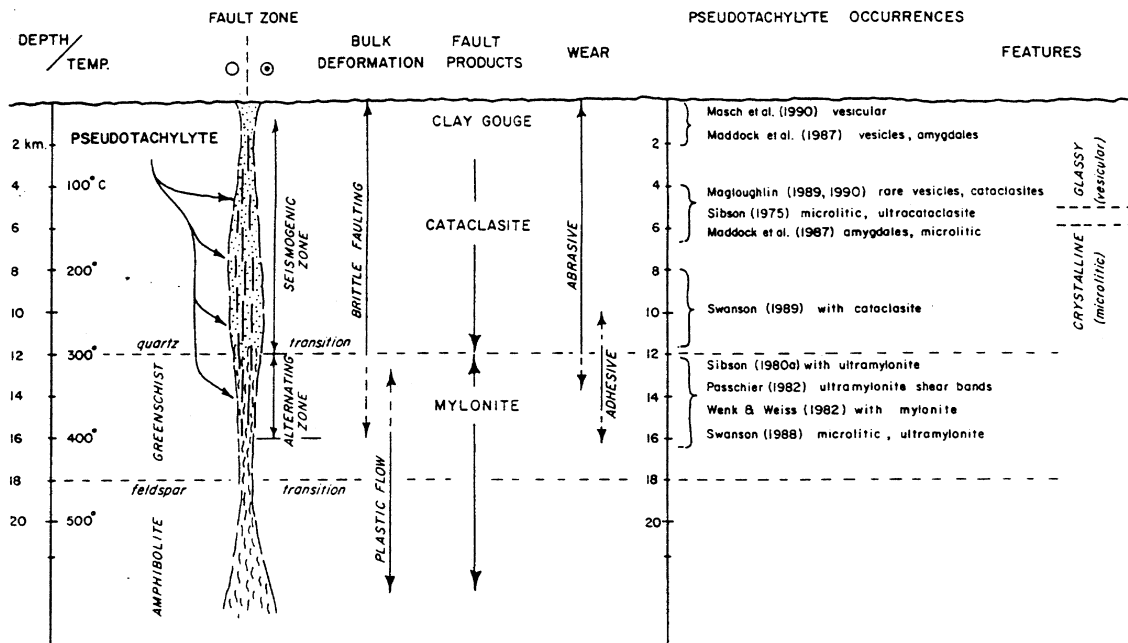


Abbildung 7-1: Darstellung der Bildungsbedingungen für Pseudotachylite nach SWANSON (1992)

Nach derzeitigen Modellvorstellungen über seismisch-induzierte Deformationen spielt die Übergangszone zwischen plastischer und spröder Deformation eine Schlüsselrolle als seismogene Zone. Pseudotachylite bilden sich jedoch nicht nur im Bereich des semiduktilen-spröden Materialverhaltens (Abb. 7-1). Die genetische Assoziation von Pseudotachyliten und Myloniten belegt zudem eine Bildung im duktilen Bereich unter der Voraussetzung, daß das tektonische Spannungsfeld nicht mehr durch plastisches Fließen der Mineralphasen abgebaut werden kann. So ist es möglich, daß duktile Scherzonen mit Pseudotachyliten assoziiert sind, obwohl die P-T-Bedingungen im Bereich des duktilen Materialverhaltens liegen (Abb. 7-1). Nach Abbau der Maximalspannungen können diese Pseudotachylite u.a. subsequente Anzeichen plastischer Deformation aufweisen (PASSCHIER, 1982; PASSCHIER ET AL., 1990).

Durch die unterschiedliche Ausbildung der Pseudotachylite in Relation zur Bildungstiefe können somit neben tektonischen Informationen über die Orientierung des Paläospannungsfeldes Informationen über das ursprüngliche Krustenniveau zum Zeitpunkt der Deformation gewonnen werden.

7.2 Feldbefunde und strukturellen Position der Pseudotachylite

Zielstellung der folgenden Diskussion ist es, die Pseudotachylite in die strukturelle Entwicklung einzuordnen. Zudem wird auf Basis vorhandener Kinematikindikatoren der Pseudotachylite versucht, eine Modellvorstellung des Paläospannungsfeldes zu entwickeln.

Die Ergebnisse der Feldarbeiten zeigen, daß die Häufigkeit von Pseudotachyliten aus dem Bereich der EGMB im Vergleich zu den angrenzenden Einheiten ein Maximum erreicht (Abb. 7-2). Um die Diskussion im Umfang zu begrenzen, wird aus diesem Grund der Schwerpunkt auf Untersuchungen im Bereich des EGMB gelegt.

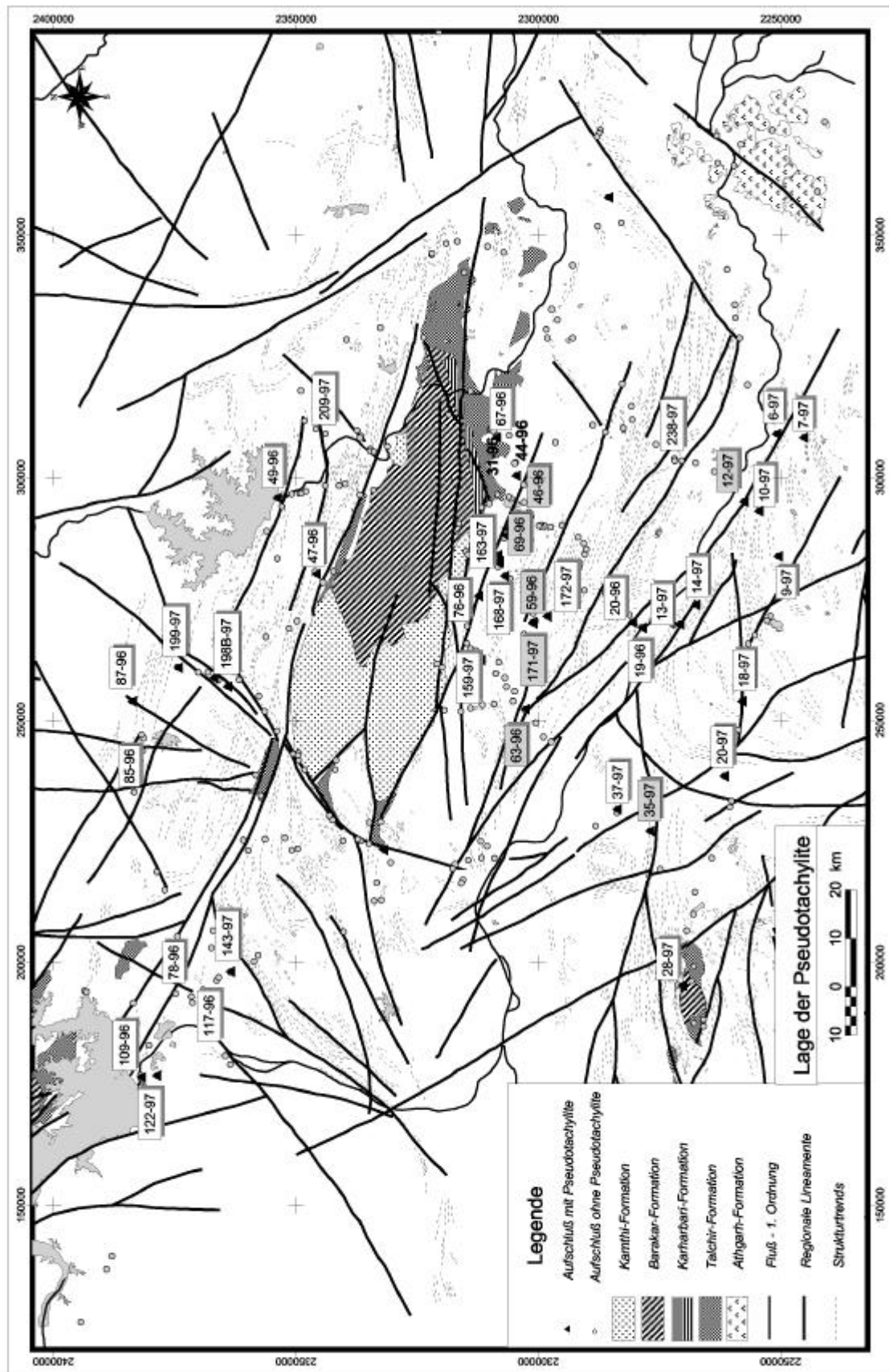


Abbildung 7-2: Kartendarstellung zur Lage der untersuchten Pseudotachylite im Untersuchungsgebiet, Markierung der mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ untersuchten Pseudotachylite und Mineralpräparate (grau hinterlegte Label-Pseudotachylite, fette Beschriftung – Mineralpräparate)

Eastern Ghats Mobile Belt

Pseudotachylite bilden im Aufschluß graue bis schwarze, planare bis kurvige Schergänge bzw. Gangsysteme, die das Nebengestein sowohl parallel als auch diskordant zur Foliation durchsetzen. Grundsätzlich zeigen die Pseudotachylite im Aufschlußbild eine aphanatische Matrixstruktur. Nach ihrer Position zu den präexistierenden Strukturen im Nebengestein sind drei Ausbildungsformen zu unterscheiden:

- planar bis kurvige diskrete Gänge, die einzeln bzw. in Netzwerken von konjugierten Gängen auftreten,
- Breccienzonen mit scharf begrenztem Randbereich, die durch interne Friktionsschmelze zwischen den Lithoklasten gekennzeichnet sind,
- Injektionsspalten, die in großem Winkel zu Pseudotachylitzonen bzw. Breccien angeordnet sind.

Die Mächtigkeit der Pseudotachylite liegt größtenteils unter 1 - 2 cm. Im Bereich des Mahanadi-Lineamentes wurden jedoch Mächtigkeiten bis zu 3,0 m beobachtet. Der Versatz von Nebengesteinsmarkern liegt im Bereich von 20 bis 80 cm. Die Bestimmung der Kinematik (Schersinn) ist für Pseudotachylite oft problematisch, da keine Lineationen bzw. Rillungen auftreten und der Versatz nicht immer eindeutig im Aufschluß sichtbar ist. In KILLICK & ROERING (1995) und SWANSON (1988) werden die geometrischen Aspekte der Pseudotachylitbildung diskutiert und Kinematikkriterien herausgearbeitet. Im Einzelnen wurden folgende Phänomene beobachtet, die als Kinematikmarker dienen:

- relativer Versatz von Nebengesteinsmarkern,
- asymmetrische duktile Deformation von Nebengesteinsstrukturen (Foliation, Aplite),
- systematische Orientierung von Injektionsspalten,
- Ausbildung von Dehnungsstrukturen („mikro-pull-apart“) in den Injektionsgängen,
- Konjugierte bzw. en-echelon Gangstrukturen,
- Duplexstrukturen.

Die Pseudotachylite besitzen eine dem Nebengestein entsprechende Verwitterungsbeständigkeit und heben sich somit nicht gegenüber dem Nebengestein ab. Kinematische Untersuchungen der Pseudotachylite im dreidimensionalen Anschnitt deuten darauf hin, daß der Bewegungsvektor analog zur duktilen Lineationen der späten Scherzonen flach einfällt.

Die geometrische Orientierung der Pseudotachylite wird hauptsächlich durch die Raumlage der Hauptanisotropiefläche des Nebengesteins, d.h. der Foliation, bestimmt. Hinsichtlich der Orientierung können zwei Gruppen unterschieden werden. Die Gruppe I umfaßt Pseudotachylite, die parallel zur Hauptfoliation bzw. in einem flachen Winkel dazu auftreten (Bildtafel II/Bild 1, 3, 5, 6). Der überwiegende Teil der Pseudotachylite gehört dieser Gruppe an. Der Schersinn dieser Pseudotachylite zeigt meist eine dextrale Orientierung (Abb. 7-3).

Breccienzonen mit Pseudotachylitmatrix sind oft parallel zur Foliation angeordnet. Auffällig ist, daß Pseudotachyliten mit einem kleinen Winkel bzw. parallel zur Hauptfoliation oft Merkmale duktiler Deformation des Nebengesteins zeigen (Bildtafel II/Bild 3).

Pseudotachylite mit großem Winkel ($> 45^\circ$) zur Hauptfoliation bilden die Gruppe II (Bildtafel II/Bild 2) und zeigen ein abweichendes Verhalten. Diese Pseudotachylite weisen einen überwiegend sinistralen Schersinn auf (Abb. 7-3).

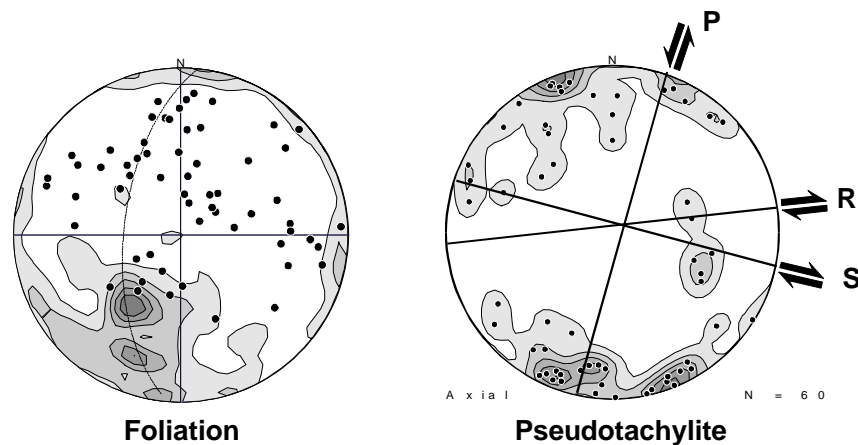


Abbildung 7-3: Stereographische Darstellung der Raumlage von Pseudotachyliten (Kontur – 2, 4, 6, 8, 10%) mit Angabe des Hauptschersinns in Relation zur duktilen Foliation (D2, Kontur – 2, 4, 6, 8, 10%) und der Raumlage von Streckungslineationen

Zur Interpretation der Raumlage von Pseudotachyliten kann das Modell einer dextralen lagenparallelen Strike-Slip-Deformation eines anisotropen Körpers herangezogen werden (Abb. 7-3). Nach Ergebnissen experimenteller bzw. theoretischer Untersuchungen (WOODCOCK & FISCHER, 1986) ist es möglich, in Strike-Slip Zonen systematische Sets von Scherbrüchen mit synthetischem bzw. antithetischem Schersinn („riedel-shears“) zu definieren. Wird die Hauptfoliation als Hauptscherebene angenommen, so können dextrale Pseudotachylite im flachen Winkel zur Hauptfoliation als R- bzw. P-Scherbrüche interpretiert werden. Im theoretischen Fall einer Störungsprogradation (MARDON ET AL., 1990) entstehen nach der Anlage initialer R-Scherbrüche antithetische R'- und X-Scherbrüche. Diese werden subsequent von Extensions-P- Scherbrüchen überlagert. Eine progressive Deformation führt somit zur Rotation der Scherelemente in Richtung der Hauptscherebene.

Eine ähnliche Entwicklung kann für die Pseudotachylite der EGMB beschrieben werden, die als diskrete Scherbänder hauptsächlich im flachen Winkel zur Hauptfoliation auftreten. Zusammen mit antithetischen X- bzw. R'-Scherbändern bilden diese Pseudotachylite konjugierte Störungsgeometrien, wobei deren Orientierung durch Inhomogenitäten des Nebengesteins (Migmatitbildung, intrafoliale Falten, etc.) gestört werden. Teilweise übernehmen basische Gänge die Funktion der Hauptanisotropiefläche.

Die Pseudotachylite sind genetisch eng an duktile Mylonitzonen gebunden, die teilweise von diesen reaktiviert werden. Sie treten hauptsächlich an den ESE-WNW streichenden Hauptlineamenten auf, wobei besonders diese Pseudotachylite am Kantilo-Lineament (Bildtafel II/Bild 4) mächtige Breccienzonen ausbilden. Im Gegensatz dazu konnten entlang der NOBF nur vereinzelt Pseudotachylite beobachtet werden. Grund dafür könnte das im Vergleich zu den granulitfaziellen Gneisen abweichende, rheologische Verhalten der Meta-Quarzite sein. Das Basement der EGMB ist zudem entlang der NOBF schlecht aufgeschlossen bzw. von Gondwanaablagerungen überdeckt.

Tikra-Rengali-Domäne, Sambalpur-Granitgneiss, Chhotanagpur Granitgneiss-Complex

Im Gegensatz zum Bereich der EGMB treten Pseudotachylite in den o.g. Einheiten nur selten auf. Einerseits nimmt ihre Häufigkeit ab, andererseits zeigen die Pseudotachylite ein abweichende strukturelle Tendenz in Richtung kataklasitischer Anlage. Als Ursache können sowohl rheologische Eigenschaften als auch das zum Deformationszeitpunkt höhere Krustenniveau diskutiert werden.

Besonderes Merkmal dieser Strukturen ist, daß Pseudotachylite meistens an Bruchstörungen gebunden sind. Zudem folgen die Pseudotachylite weitgehend der Orientierung der Hauptanisotropiefläche. Jedoch ist der generelle Schersinn parallel bzw. im flachen Winkel zur Foliation überwiegend sinistral.

7.3 Mikrostrukturen der Pseudotachylite

Die Mikrostrukturuntersuchungen wurden mit dem Ziel durchgeführt, die im Aufschluß als Pseudotachylite angesprochenen Strukturen zu verifizieren. Die Untersuchung der Pseudotachylite erfolgte aufgrund der geringen Strukturdimensionen vorwiegend mittels Rasterelektronenmikroskop. Zur Identifizierung der Matrixphasen und Klasten wurden EDX-Messungen angewandt. Die quantitative Beschreibung von Zusammensetzung und Struktur der Pseudotachylite war jedoch nicht Gegenstand der Untersuchungen. Hinsichtlich der Mikrostrukturausbildung können für die untersuchten Pseudotachylite vier Gruppen unterschieden werden.

Gruppe I - Kataklastite

Gruppe I umfaßt Pseudotachylite (nach Mesostrukturansprache), die im Dünnschliffbild keine Hinweise auf eine Friktionsschmelze liefern. In diese Gruppe können die pseudotachylitähnlichen Strukturen im Bhandara-Kraton (Sambalpur, nördlich Raigarh, Jharsunguda) eingeordnet werden. Die Klasten umfassen das gesamte Mineralspektrum der Nebengesteine.

Gruppe II - Pseudotachylite *senso stricto*

Diese Gruppe umfaßt Strukturen, die eindeutig Merkmale von Friktionsschmelzen aufweisen. In diese Gruppe fallen alle Pseudotachylite der EGMB und der Rengali-Domäne. Im Dünnschliff lassen sich Mikroinjektionsspalten (Bildtafel IX/Bild 4, Bildtafel XVI) identifizieren, in die Friktionsschmelze eingepreßt wurde. Das Gefüge der Pseudotachylitmatrix kann optisch nicht weiter aufgelöst werden. Die Matrix selbst zeigt variable Alterationen, die sich durch eine progressive Braunfärbung bemerkbar machen. Stellenweise kann eine randparallele Bänderung, die ein Fließgefüge andeuten könnte, beobachtet werden (Bildtafel X/Bild 2, Bildtafel XVI/Bild 1). Pseudotachylite sind häufig an duktile Scherzonen gebunden, jedoch weisen die Mikrogefüge auf eine subsequente Anlage zu diesen hin (Bildtafel XI/Bild 2, Bildtafel XIV/Bild 2). Großdimensionale Pseudotachylitbreccien zeigen meist einen höheren Grad der Rekristallisation bzw. metamorphen Alteration der Matrix (Bildtafel IX/Bild 2). Auffällig ist, daß die Pseudotachylite im Bereich des Kantilo-Lineaments einen höheren Einfluß duktiler Deformation aufweisen. Dies geht bis zu syn- bzw. subsequenter duktiler Deformation (siehe Bildtafel VII/Bild 5,6).

Das Submikrogefüge wird durch eine hauptsächlich ophitisch-mikrolithische bzw. untergeordnet vestikuläre Ausbildung der Matrix (Bildtafel VIII/Bild 3,4,5) charakterisiert, wobei für die nicht auflösbare Grundmasse eine Zusammensetzung analog Plagioklas ermittelt werden konnte. Die Mikrolithe weisen nach den EDX-Messungen eine mit Amphibol bzw. Pyroxen vergleichbare Zusammensetzung auf.

Die hier beschriebenen Mikrogefügeeigenschaften belegen, auch im Vergleich mit MAGLOUGHLIN & SPRAY (1992), die Entstehung der Pseudotachylite als Friktionsschmelze.

SPRAY (1992) hat sich eingehend mit Randbedingungen der Bildung von Friktionsschmelzen beschäftigt. Danach treten in der Initialphase der Pseudotachylitentstehung weitaus höhere Temperaturen („flash temperatures“) auf, als in der subsequenten Schmelze durch Advektion bzw. Konvektion wirksam abgeführt werden kann. Auf Basis von Stabilitätskriterien der in den Schmelzprozeß involvierten Mineralphasen schlug SPRAY (1992) eine Temperaturabschätzung vor. Danach wird die Maximaltemperatur der Schmelze durch die in reliktschen Klasten enthaltenen Minerale bestimmt (Tabelle 1 in SPRAY, 1992).

Die Pseudotachylite zeigen eine variable Klastendichte, wobei fast ausschließlich Quarz-, Plagioklas- und Pyroxenklasten (in abnehmender Häufigkeit) auftreten. Die Abwesenheit von Kalifeldspat, Amphibolen bzw. Biotit in der Schmelze grenzt die Maximaltemperatur der Schmelze auf 1000 - 1100 °C ein. Die der Maximaltemperatur entsprechende selektive Aufschmelzung hat den Effekt, daß trotz abweichendem Nebengesteinschemismus (Dolerit bzw. Amphibolit vs. Qu-Kfsp-Gn-(Bi) Gneis) die chemische Zusammensetzung der Pseudotachylitmatrix weitgehend konstant bleibt.

Die internen Variationen der chemischen Zusammensetzung wurden durch Linescans an der Elektronenstrahlmikrosonde für die Elemente Fe (Indikator für mafische Minerale), K - Ca (Indikator für Plagioklas und Alkalifeldspäte), Cl (Indikator für mögliche Chloritisierung) an zwei Beispielproben (Kontakt Dolerite/Pseudotachylit/Gneis; Kontakt Gneis/Amphibolit/Gneis) durchgeführt (Abb. 7-4). Die Schrittweite wurde bei einem defokussierten Elektronenstrahl mit 5 x 5 µm Fläche auf 10 µm festgelegt. Das naturgemäß hohe Rauschen durch kleindimensionale Variationen (Klasten, Mischmessungen) wurde durch eine Glättung mittels kubischer Splines reduziert.

Die Impulswerte (relativer Gehalt) und die daraus berechneten Ratiowerte schwanken um einen Mittelwert. Die Variationen der chemischen Zusammensetzung verdeutlichen die Inhomogenität der Pseudotachylite. Sie können stellenweise mit einer sichtbaren Bänderung parallelisiert werden (Bildtafel XVI, Bild 1). Diese Bänderung könnte auf Akkumulationszonen von Fluida zurückgeführt werden, die durch die Friktionsschmelze freigesetzt wurden. Wesentlich ist, daß sich die lateralen Inhomogenitäten im Fe- und Cl-Gehalt widerspiegeln. Besonders die Variationen des Chlor-Gehaltes können als Maß für sekundäre Alterationen herangezogen werden.

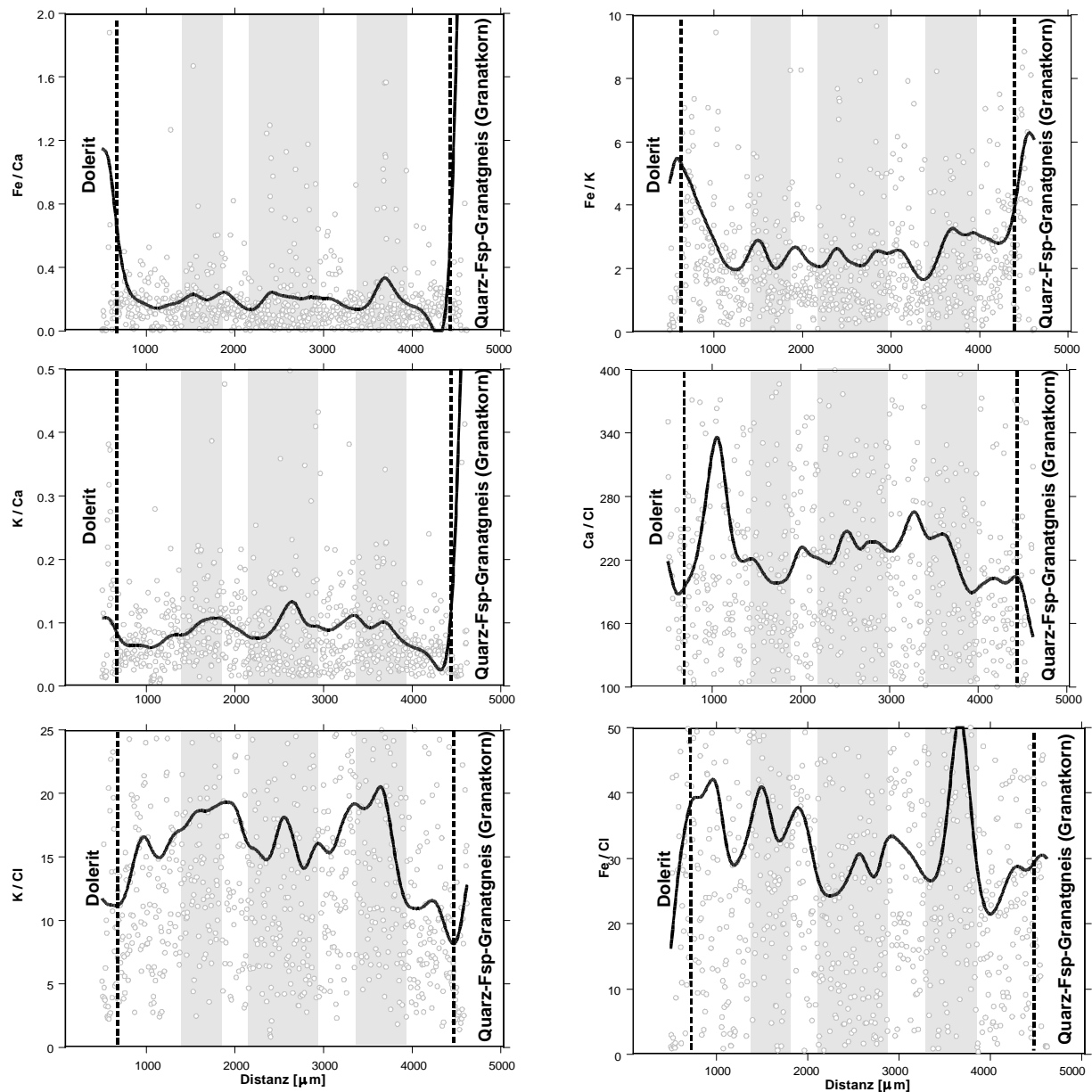


Abbildung 7-4: Ergebnisse der Linescans (Elektronenmikrostrahlsonde) für die Elemente Fe, K, Ca und Cl als Elementtratiendarstellung (Trendlinie durch Anpassung an kubische Splines) am Beispiel eines Pseudotachylit des Aufschlusses 46-96, der parallel zum Kontakt eines basischen Ganges verläuft, optisch sichtbare Alterationszonen sind grau hintergelegt (vgl. Bildtafel XVI)

Gruppe III - mylonitische Scherzonen

Bei geringmächtigen Schergängen ist es oft nicht möglich, ultramylonitische Scherzonen von Pseudotachyliten zu unterscheiden (vgl. Bildtafel IX/Bild 1). Im Dünnschliffbild konnte die Matrix als sehr feinkörnig rekristallisierte Mineralaggregate (zumeist Quarz) identifiziert werden. Diese duktilen Scherzonen treten überwiegend in den EGMB und der Rengali Assemblage auf. Sie sind meist mit Pseudotachyliten s. str. assoziiert.

Gruppe 4 - metamorphe Pseudotachylite

Alle Pseudotachylite, die im Bereich des Chhotanagpur Granit-Gneiss-Complexes beschrieben wurden, zeigen im Mikrogefügebild eine feinkörnige Verwachsung von rekristallisierten Amphibolen. Reliktische Pseudotachylitmatrix (Bildtafel IX/Bild 3) fehlt. Da somit eine Zuordnung zu den Pseudotachyliten der EGMB nicht eindeutig möglich ist, werden diese nicht weiter betrachtet.

7.4 Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyse

7.4.1 Methodik

Die Datierung von Pseudotachyliten ist methodisch sehr anspruchsvoll. Durch die geringe Dimension der Pseudotachylite, die inhomogene Matrixzusammensetzung und den hohen Klastenanteil ist die Entnahme von homogenem Probenmaterial (Mikrokernbohrung) oft nicht möglich. Im Gegensatz zu den umfangreichen Studien über die Genese und die strukturelle Position von Pseudotachyliten sind darüberhinaus nur wenige, systematische Untersuchungen über Isotopensysteme in Pseudotachyliten bekannt (KELLEY ET AL., 1994b; MUELLER ET AL., 1997). Nach bislang veröffentlichten Studien (KELLEY ET AL., 1994b; SPRAY ET AL., 1995) erscheint die ^{40}Ar - ^{39}Ar Methode optimal für die Datierung von Pseudotachyliten geeignet zu sein.

Zur Untersuchung solch heterogener Systeme erweist sich die Laser- ^{40}Ar - ^{39}Ar Methode durch in-situ Datierung für Probenbereiche $< 50 \text{ }\mu\text{m}$ als besonders vorteilhaft. Die in-situ Analyse mittels Laserablation ermöglicht zudem einen direkten Bezug zwischen Mikrostruktur und Analysenergebnis. Die theoretischen Grundlagen der Laser- ^{40}Ar - ^{39}Ar Methode sind u.a. in MCDUGALL & HARRISON (1988) und MALUSKI (1989) enthalten. Ausführungen zu Anwendungen und theoretischen Grundlagen der Laserablationstechnik sind in KELLEY ET AL. (1994a) beschrieben.

Die Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar Methode hat sich in den letzten Jahren zu einem Standardwerkzeug der Charakterisierung von Deformationsereignissen und besonders bei der Beschreibung von intrakristallinen Diffusionsvorgängen entwickelt. Die Analytik von Probenbereichen unter $50 \text{ }\mu\text{m}$ ermöglicht einerseits Einblicke in Submikrovariationen von Isotopenverteilungen, dringt jedoch andererseits in Strukturdimensionen vor, in denen die Isotopenverteilung nicht kontinuierlichen, sondern statistischen Verteilungsgesetzen unterliegt. Im Gegensatz zu Populationsanalysen, die oft eine gewisse Homogenität der Isotopenverteilung vortäuschen, zeigt die Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar - Methode, daß alle Analysen lediglich Informationen über die Isotopenverhältnisse geben und keine geologische Alter.

Die Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyse von Pseudotachyliten stellt an die Interpretation der Analysendaten hohe Anforderungen. Generell ist die Datierung von Pseudotachyliten als Gesamtgesteinsanalyse einschließlich aller damit verbundenen Interpretationsprobleme aufzufassen. Die Matrix besteht zumeist aus mehreren Mineralphasen und reliktschen Mineralklasten, die im nm- bis μm -Bereich miteinander verwachsen sind. Zumindest der Einfluß von Klasten $> 30 \text{ }\mu\text{m}$ kann durch eine optische Kontrolle der Laserbeprobung vermieden werden. Bislang sind noch keine systematischen Untersuchungen bekannt, die das System Pseudotachylitschmelze vs. Klasten relativ zur Klastgröße hinsichtlich der Gleichgewichtseinstellung betreffen. Somit muß davon ausgegangen werden, daß die Klasten ein abweichendes Ar/K Verhältnis aufweisen können.

Ein weiteres Problem bildet das mit Sicherheit unvollständige Isotopengleichgewicht innerhalb der Pseudotachylitschmelze selbst. Da die Matrix ein mehrphasiges System darstellt, sind herkömmliche Modelle zur Bestimmung der Schließungstemperatur über Volumendiffusion innerhalb von Mineralen (Dodson-Gleichung - DODSON, 1973) nur bedingt anwendbar. Es kann trotz der hohen Schmelztemperaturen davon ausgegangen werden, daß insbesondere im Zentrum der Pseudotachylitgänge Excess ^{40}Ar nur unvollständig diffundieren konnte. Ein weiterer Einflußfaktor für Einstellung eines neuen isotopischen Gleichgewichtes sind hochtemperierte Fluide, die durch die Aufschmelzung von OH-führenden Mineralen entstehen. Anzeichen dafür könnten in den fließgefügeartigen Strukturen der Pseudotachylitmatrix gesehen werden.

Im Verlauf der Untersuchungen wurde festgestellt, daß der Anteil an atmosphärischem ^{36}Ar sehr niedrig ist. Dies hatte zur Folge, daß die Meßwerte für ^{36}Ar nahe dem Hintergrundrauschen des Massenspektrometers liegen und somit erhöhte Fehler aufweisen. Für eine Mittelung der Populationsalter über eine Isochronenberechnung (MERRIHUE & TURNER, 1966) werden üblicherweise die Werte für ^{40}Ar und ^{39}Ar mit dem Anteil an atmosphärischen ^{36}Ar normiert. Der Schnittpunkt mit der Y-Achse gibt somit Hinweise auf das Initialverhältnis $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Es zeigt sich, daß ungestörte Meßwerte ein Initialverhältnis aufweisen, das im Bereich des atmosphärischen Argonisotopenverhältnisses liegt. Abweichungen von diesem Verhältnis deuten auf externe Beeinflussung des Isotopensystems durch Zufuhr oder Abfuhr von ^{40}Ar hin, da aufgrund der Korrektur der Meßwerte für atmosphärisches ^{36}Ar keine weiteren ^{36}Ar -Quellen vorliegen. Für die Ermittlung des Isochronenalters erlangen jedoch Meßwerte mit hohen Anteilen an radiogenem ^{40}Ar eine dominierende Bedeutung und verfälschen somit den Anstieg der Isochrone. Dieser Ansatz kann durch eine Berechnung über ein inverses Isochronendiagramm minimiert, jedoch nicht überwunden werden (HEIZLER & HARRISON, 1988). Im Idealfall einer ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyse ohne Excess-Argon liegen die Ergebnisse auf einer Regressionsgeraden zwischen dem Schnittpunkt mit der Y-Achse ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - atmosphärisches Argonverhältnis) und dem mit der X-Achse ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - radiometrisches Alter), da mit Ausnahme von Excess-Argon keine weitere ^{40}Ar -Komponente in Frage kommt. In bislang veröffentlichten Arbeiten über Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar Datierung an Pseudotachyliten werden die gewichteten Mittelwerte (Median) der Matrixanalysen verwendet (SPRAY ET AL. 1995; KELLEY ET AL. 1994b). Diese statistische Maßzahl gibt Informationen über ein mittleres Populationsalter, in dem der Einfluß von Extremwerten weitgehend unterdrückt wird. Eine statistische Auswertung scheint angesichts der relativ geringen Analysenanzahl nicht sinnvoll. Zum Vergleich wird jedoch der gewichtete Mittelwert nach YORK (1969) mit angegeben, da dieser die individuellen Analysenfehler mit einbezieht.

Die Datierung der Pseudotachylite wurde mit einem Argon-Laser (max. 10 W) in Verbindung mit einem externen Shutter durchgeführt. Die Isotopenanalyse erfolgte mit dem Edelgasmassenspektrometer MAP 215-50. Die Steuerung des Laserstrahles erfolgte von Hand über ein an ein optisches Mikroskop angeschlossenes Kamerasystem. Die Größe der Laserpits schwankte je nach K-Gehalt der Matrix zwischen 50-100 μm . Die Untersuchungsstrategie sah eine Analyse von Laserpits entlang von Traversen senkrecht zum Rand der Pseudotachylite vor. Für homogene Bereiche wurde die Analysendichte in einem zweiten Schritt erhöht. Für besonders K-arme Matrixtypen wurde die Sensitivität des Multipliers am Massenspektrometer erhöht, um die Pitgröße unter 100 μm zu halten. Angaben zu technischen Details, Analysenprozeduren, System- und Korrekturparametern sind in Anlage 11.6.1 enthalten.

7.4.2 Probenahme und Probenvorbereitung

Die Untersuchungen wurden im geochronologischen Labor der Universität Montpellier in Zusammenarbeit mit Dr. Patrick Monié durchgeführt. Die Maximalzahl der zu untersuchenden Proben war durch finanzielle Zwänge auf sieben Proben beschränkt. Die Pseudotachylite wurden nach folgenden Kriterien aus insgesamt 47 Proben ausgewählt:

- Zuordnung der Proben zu repräsentativen strukturellen Positionen,
- aussagekräftiger mikrostruktureller Bezug zu Nebengesteinsstrukturen (basische Gänge, Mylonitzonen),
- geringe sekundäre Alteration der Pseudotachylite,
- frisches und absolut unverwittertes Probenmaterial.

Von den ausgewählten Proben wurde in einem Dünnschliff ein Bereich von 10 x 10 mm festgelegt, der die obigen Kriterien erfüllte. Die Lage dieses Bereiches wurde auf das Negativ des Dünnschliffes übertragen. Davon wurde ein Slab (10 x 10 x 1 mm) hergestellt und auf einer Seite poliert. Von der polierten Seite wurde mittels REM ein Bildmosaik im BSE-Modus angefertigt.

Zusätzlich zur in-situ Datierung von Pseudotachyliten und angrenzenden Biotitmineralen erfolgte eine Separation sowohl von Biotit- (2 Proben) als auch Amphiboleinzelmineralen (1 Probe) für eine step-heating-Datierung. Die Proben stammen aus Aufschlüssen, die bewußt außerhalb der Lineamente (Scherzonen, Migmatite) entnommen wurden.

Die Slabs und Einzelminerale wurden in Montpellier unter Vakuum in Quarzampullen eingeschlossen und im ILL Grenoble (Siloe Reactor) einer Neutronenbestrahlung ausgesetzt.

Im folgenden werden die Aufschlüsse der Proben für die Datierung kurz charakterisiert.

- **Aufschluß 46-96 / Probe 46-96b:** Aufschluß am Westrand der Stadt Angul, Lingra-Lineament parallel zum Südrand des Talchir-Beckens, Pseudotachylit verläuft entlang des Kontaktes zwischen einem Dolerit und migmatitischem Gneis, Mikrogefüge zeigt nur geringe Alterationen (Fließgefüge), Injektionsspalten hauptsächlich in Doleritmatrix
- **Aufschluß 69-96 / Probe 6/13:** Aufschluß 15 km westlich Angul, Lingra-Lineament parallel zum Südrand des Talchir-Beckens, Pseudotachylit schneidet einen Amphibolit, keine Alterationen sichtbar, niedrige Klastendichte
- **Aufschluß 171-97 / Probe 171D:** Aufschluß 45 km östlich Thakurgarh, Lineament auf dem Kontakt zwischen Granitintrusivkörper und mylonitischen Qu-Fsp-Gn-Prx-Gneisen, Pseudotachylit durchschlägt diskordant einen Amphibolit, Pseudotachylit mit extrem geringer Klastendichte, keine Alterationen, Pseudotachylit wird von Feldspatgängen durchschlagen
- **Aufschluß 59-96 / Probe 59-96a:** Aufschluß 45,5 km östlich Thakurgarh, Lineament am Randbereich zwischen Granitintrusivkörper und mylonitischen Qu-Fsp-Gn-Prx-Gneisen, Pseudotachylit reaktiviert eine duktile Scherzone, die diskordant den granulitfaziellen Gneis durchschlägt, geringe bis mäßige Alterationen
- **Aufschluß 63-96 / Probe 8/3/13:** Aufschluß 15 km südlich von Thakurgarh, Thakurgarh-Hindol-Lineament zwischen Qu-Fsp-Gn-Si-Gneisen im Süden und Qu-Fsp-Prx-Gneisen im Norden, Breccienzone mit Pseudotachylitschmelze zwischen den Klasten, stellenweise starke Alterationen, geringer K-Gehalt
- **Aufschluß 12-97 / Probe 12b:** Aufschluß 25 km östlich von Dashapalla, Kantilo-Lineament, Probe stammt aus einer Mylonitzone, deutliche Alterationen im Dünnschliffbild (Fließgefüge), mylonitische Biotite im Nebengestein zeigen sekundäre Alteration

- **Aufschluß 35-97 / Probe 35c:** Aufschluß 33km südlich von Bauda, Ranipathr-Lineament - südliches Zweiglineament des Kantilo-Lineament, schwach deformierter Pseudotachylit mit z.T. starken Alterationen, assoziiert mit duktil deformierten Pseudotachyliten
- **Aufschluß 31-96 / Probe 5/8:** Aufschluß 22 km nördlich von Angul, direkt an der Grenze zu den Gondwanaablagerungen. Es sind granitisch-migmatitische Gneise aufgeschlossen. Von diesem Aufschluß liegen Zirkon-Alter (AFTALION ET AL., 1988) und Spaltspurdaten für Apatit (Kapitel 5) vor. Aus den granitischen Gneisen wurden retrograde Biotite separiert
- **Aufschluß 44-96 / Probe 3/10:** Aufschluß am Kanal innerhalb der Stadt Angul, Probe stammt aus einem in migmatitischen Gneisen eingelagerten Amphibolit. Der Amphibolit bildet einen foliationskonformen Scherkörper innerhalb der migmatitischen Sequenz. Es wurden Biotite und metamorphe Hornblenden separiert

7.4.3 Ergebnisse der Laser-⁴⁰Ar-³⁹Ar-Analyse

Im folgenden werden die Untersuchungsergebnisse einzeln dargestellt und erläutert. Die Analysenergebnisse sind der Anlage 11.6.3 zu entnehmen. Die Lage der Laserspots ist in den Bildtafeln X – XV auf dem Bildmosaik des Rasterelektronenmikroskopes dargestellt.

Angul-Domäne - Aufschluß 46-96/Probe 46-96b (Bildtafel XIII, Bildtafel XVI)

Die tektonische Position dieses Pseudotachylits, der den Kontaktbereich eines Dolerites reaktiviert (Bildtafel XVI, Bild 1), erlaubt die Annahme eines Maximalalters der Platznahme der Pseudotachylite. In dieser Probe wurden untersucht:

- Pseudotachylitmatrix durch Laserspot-Traversen vom Rand des Dolerites zum Rand des Qu-Fsp-Gn-Gneises,
- die Pseudotachylitmatrix innerhalb von Injektionsspalten im basischen Gang,
- Plagioklase des basischen Ganges angrenzend zum Pseudotachylit.

Die Isotopenanalyse war erschwert, da der K-Gehalt der Matrix unter 1 % lag. Um eine Laserspotgröße bei einer reproduzierbaren Gasmenge unter 100 µm zu halten, mußte die Sensitivität des Multipliers am Massenspektrometer um den Faktor 2,55 erhöht werden. Die systematischen Meßfehler stiegen aus diesem Grund um 30% an.

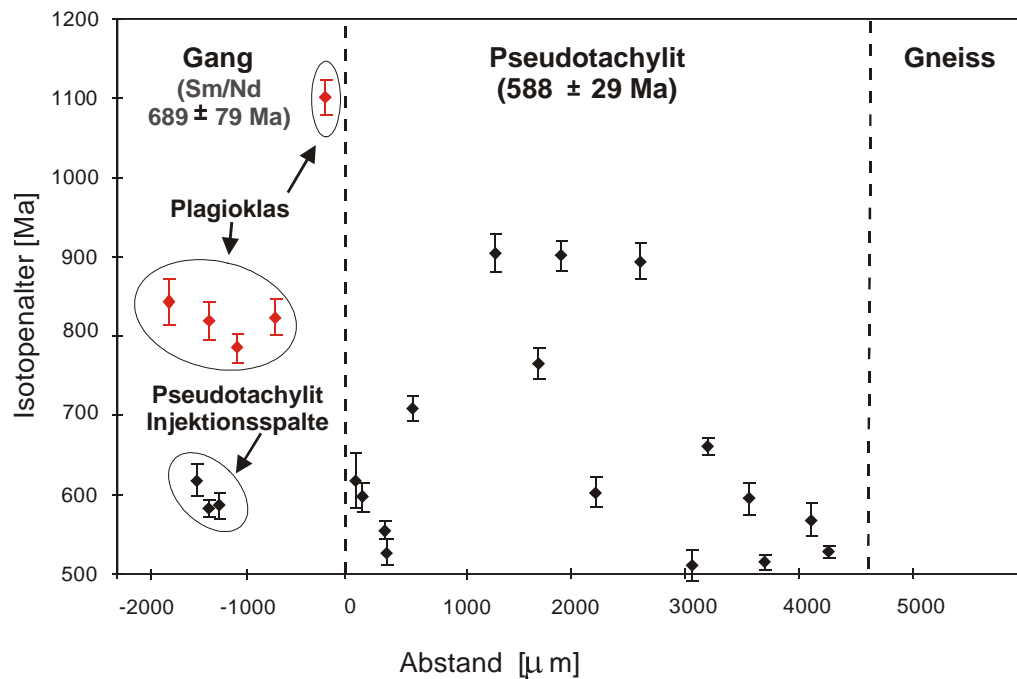


Abbildung 7-5: Verteilung der scheinbaren Isotopenalter der Laserspots im Pseudotachylit angrenzend an einen Dolerit (Aufschluß 46-96)

Abb. 7-5 zeigt die Verteilung der scheinbaren Isotopenalter der Laserspots, die in den Randbereichen zum Dolerit bzw. Gneis zwischen 618 ± 34 Ma bis 511 ± 20 Ma und im Zentrum des Pseudotachyliten von 1364 ± 10 Ma bis 603 ± 19 Ma schwanken. In der Pseudotachylitmatrix ist eine symmetrische Altersverteilung zu sehen, die im Zentrum höhere Alter als an den Randbereichen aufweist. Die kompositionellen Effekte spiegeln sich in den Ergebnissen der Spotanalysen wie folgt wider:

- die Randzone zum Dolerit wird durch ein hohes $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ca/K)-Verhältnis charakterisiert, welches schon nach > 800 m stark absinkt und den Einfluß der assimilierten Doleritmatrix reflektiert,
- im Zentrum bis zum Rand des Gneises korrelieren $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ca/K) mit $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Cl/K). Hohe scheinbare Spotalter korrelieren mit hohen Ratio's und deuten darauf hin, daß die Excess-Argon-Komponente an eine Ca-Cl führende Mineralkomponente gebunden ist,
- zum Rand des Gneises steigt die Kontamination mit atmosphärischem ^{36}Ar auf den Faktor 2 an.

Auf Basis der Maximumaltersvorgabe durch den Dolerit von 672 ± 62 Ma kann für das Zentrum des Pseudotachylits eine dominierende Excess-Argon-Komponente angenommen werden, die durch das diskordante Isochronenalter von 912 ± 175 Ma bei einem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ Intercept von > 10.000 belegt wird. Dieser Bereich kann mit dem optisch sichtbaren Fließgefüge korreliert werden. Das mittlere Populationsalter der Analysen im optisch nicht alterierten Bereich erreicht einen Medianwert von 567 Ma. Das Isochronenalter ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) liegt mit 558 ± 29 Ma leicht unter dem Populationsalter. Der Intercept von 1358 ± 233 gibt gleichfalls Hinweise auf eine Excess- ^{40}Ar -Komponente. Drei Einzelspots für die Injektionsspalte in die Doleritmatrix liegen mit einem Isochronenalter von 641 ± 14 Ma über den Isochronenalter der nicht alterierten Pseudotachylitmatrix. Die Plagioklase zeigen generell diskordante scheinbare Alter mit einem Maximum um 850 Ma. Kompositionelle Effekte sind nicht eindeutig differenzierbar. Im Abstand von 500 m zum Rand des Pseudotachylites liegen die scheinbaren Alter bei > 850 Ma. Dies könnte auf eine Excess- ^{40}Ar -Komponente durch die thermische Beeinflussung („ARGONAMI“ nach HYODO & YORK, 1993) im Zusammenhang mit der Pseudotachylitgenese zurückgeführt werden.

Angul-Domäne - Aufschluß 71-96/Probe 6-13 (Bildtafel XV)

Diese Gesteinsprobe eines Pseudotachyliten, der einen Amphibolit diskordant durchschlägt, wurde wie die Probe 46-96b entlang des Lingra-Lineamentes entnommen. Ein besonderes Merkmal dieses Pseudotachylites war eine relativ geringe Mächtigkeit von < 2 mm in Verbindung mit einer geringen Klastendichte. Im Amphibolit selbst konnten relativ undeformierte, retrograde Biotite identifiziert werden, die für eine thermochronologische Bewertung der Anlage der Pseudotachylite herangezogen wurden.

Wie aus Abb. 7-6 ersichtlich ist, zeigen die scheinbaren Alter eine positive Korrelation zum Randabstand. Eine im Randbereich (0 - 500 ?m) durchgeführte Isochronenberechnung ergab nach YORK (1969) ein Isochronenalter von 565 ± 8 Ma (Median 550 Ma). Die Auswertung des Argonisotopenspektrums weist eine schwache positive Korrelation für das Verhältnis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ zu $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (qualitatives Maß für Cl/K) wie auch $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (qualitatives Maß für Ca/K) auf. Die Bindung von erhöhten scheinbaren Spot-Altern mit hohen Ca- und Cl-Gehalten bei einer Korrelation der Gehalte untereinander, könnte eine Akkumulation von Excess- ^{40}Ar in einer bestimmten Mineralphase mit erhöhtem Ca- und Cl-Gehalt belegen. Nach Eliminierung der Laserspots mit erhöhten Ca/Cl-Gehalten reduzierte sich das Isochronenalter auf 549 ± 6 Ma.

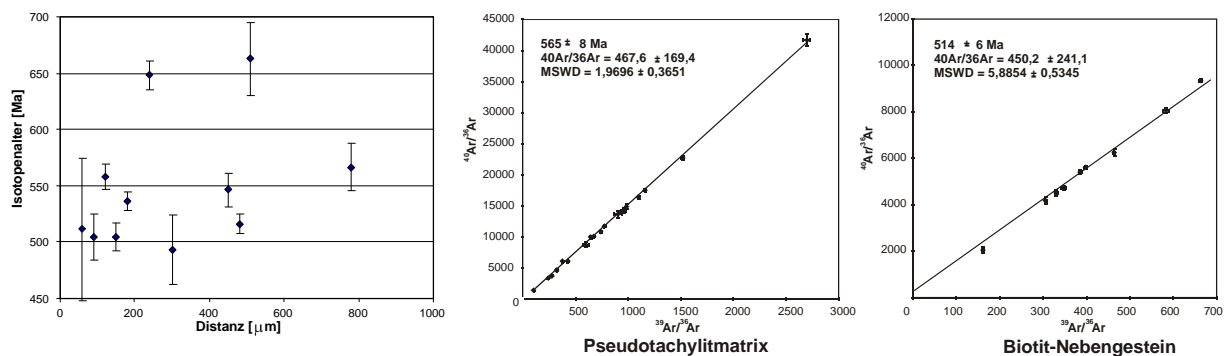


Abbildung 7-6: Darstellung der Isochronenberechnung von Ar-Ar-Spots der Pseudotachylite und der Biotitminerale im Nebengestein

Im Nebengestein konnte abseits des Einflußbereiches des Pseudotachylites eine Biotit-Isochrone für 10 Einzelspots (547 ± 8 Ma bis 489 ± 10 Ma) von 514 ± 7 Ma bestimmt werden, welche als Biotit-Abkühlungsalter interpretiert wird. Aus einer natürlichen Korngröße von 100 – 150 ?m resultiert eine theoretische Schließungstemperatur für Biotit von 310 °C. Das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis zeigt ein abweichendes initiales Argonverhältnis, das nicht auf den Einfluß von Excess- ^{40}Ar hindeutet. Die Biotite direkt am Rand des Pseudotachylites weisen nur gering erhöhte Excess-Argongehalte auf. Für die Amphibole konnte wegen der geringen Mineralgröße < 100 ?m keine Einzelkornmessung durchgeführt werden. Die sich ergebende diskordante Isochrone ($\text{MSWD} = 12,74$) bestätigt diese Aussage.

Angul-Domäne - Aufschluß 171-97/ Probe 171 D (Bildtafel XI)

Diese Probe stammt von einem Lineament, das sich mit seiner E-W Orientierung, wie auch seiner morphologischen Erscheinungsform, von den regionalen Lineamenten unterscheidet. Wesentlich ist, daß der Pseudotachylit den Randbereich eines Amphibolites reaktiviert und diskordant von Feldspatgängen geschnitten wird.

Die Feldspatgänge könnten Informationen über ein Minimumalter der Pseudotachylite geben. Für die Matrix des Pseudotachylits war eine ungewöhnlich geringe Dichte der Intra-Matrixklasten typisch.

Die Analyse der Pseudotachylitmatrix zeigte eine sehr homogene Altersverteilung von 539 ± 10 Ma bis 483 ± 13 Ma, welche auf die geringe Klastendichte zurückgeführt werden kann. Die Isochronenberechnung nach YORK (1969) ergab eine konkordante Isochrone (MSWD = 1,9) mit 537 ± 5 Ma und einen Median der Populationsalter von 520 ± 7 Ma. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis von 467 ± 169 deutet jedoch auf eine Excess- ^{40}Ar -Komponente hin. Eine Korrelation der scheinbaren Laserspotalter mit der Randdistanz des Pseudotachylits bzw. zum Ca/Cl-Gehalt konnte nicht nachgewiesen werden.

Im angrenzenden Amphibolit wurde versucht, analog dazu Spotalter von Biotiten und metamorphen Hornblenden zu bestimmen. Da ein Teil des Slabs zerbrochen war, stand nur ein reliktscher Anteil des Amphibolites zur Verfügung. Die ermittelten Spotalter für Hornblenden von 656 ± 13 Ma bis 1304 ± 52 Ma sind diskordant und somit nicht auswertbar. Die ermittelten scheinbaren Spotalter für Biotit schwanken zwischen 449 ± 13 Ma und 570 ± 17 Ma. Einem Isochronenalter von 608 ± 39 Ma steht ein mittleres Populationsalter von 544 ± 22 Ma gegenüber. Eine MSWD von 4,2 deutet jedoch auf eine Diskordanz der Isochrone hin.

Die Feldspatgänge konnten durch vier Laserspots (463 ± 5 Ma bis 346 ± 14 Ma) mit einem mittleren Populationsalter von 440 ± 14 Ma datiert werden. Im Randbereich der Feldspatgänge wurde ein erhöhter Anteil atmosphärischen Argons (^{36}Ar), jedoch kein Excess-Argon festgestellt. Der Einflußbereich der Feldspatgänge beschränkt sich auf ca. 200 m und stützt somit eine relative Stabilität des matrixinternen Isotopensystems bei hydrothermalen Einflüssen. Im inversen Isotopenkorrelationsdiagramm ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 273 \pm 88$) ist nachweisbar, daß die Kontamination durch den Feldspatgang eine weitestgehend atmosphärische Zusammensetzung ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 309 \pm 87$) aufweist und somit das radiometrische Summenalter nicht beeinflusst.

Angul-Domäne - Aufschluß 56-96 / Probe 56-96D (Bildtafel XIV)

Der Ursprung dieser Probe ist von der Probe 171D ca. 500 m entfernt und repräsentiert eine durch Pseudotachylite reaktivierte, retrograde Scherzone (S 3) in einem granulitfaziellen Quarz - Kalifeldspat-Granat-Gneis (S 2). In der Scherzone zeichnen Biotite die Foliation (S 3) nach. In einem Abstand von > 1 mm außerhalb der Scherzone treten keine Biotite mehr auf. Die Foliation S2 wird durch Quarz-Feldspat-Leisten gebildet.

Der Pseudotachylitgang wird in Streichrichtung durch einen Quarz-Feldspat- Gang, der durch eine 150 – 200 m Alterationszone umgeben ist, reaktiviert. Innerhalb der Pseudotachylitmatrix sind Nebengesteinsklasten (\varnothing bis 1,5 mm) eingeschlossen.

Die Laserspots innerhalb der Pseudotachylitmatrix weisen mit scheinbaren Einzelaltern von 586 ± 4 Ma bis 493 ± 1 Ma ein mittleres Populationsalter (Median) von 513 ± 7 Ma und ein Isochronenalter von 527 ± 12 Ma auf. Der Verlauf der Isochrone ist leicht diskordant (MSWD = 5,5) und zeigt mit einem initialem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 1612 eine nicht atmosphärische ^{36}Ar -Kontamination.

Der Feldspatgang konnte durch zwei Laserspots untersucht werden. Die Einzelspot-Alter von 409 ± 35 und 464 ± 4 Ma lassen eine Analogie zum Feldspatgang aus Aufschluß 171-97 erkennen.

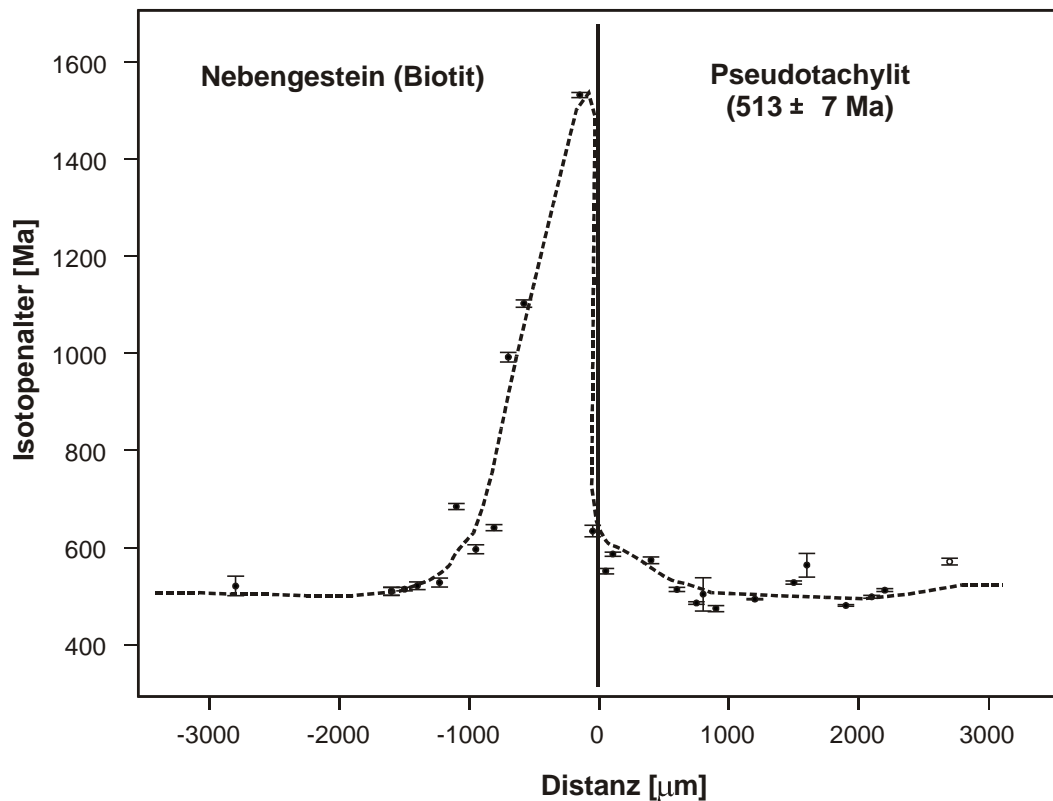


Abbildung 7-7: Verteilung der scheinbaren Isotopenalter (Angabe der Fehler = 1?) der Laserspots im Grenzbereich zwischen Pseudotachylit – duktiler Scherzone mit retrogradem Biotit – granulitfazieller Gneis (Aufschluß 59-96)

Im Nebengestein wurden Biotite und Kalifeldspäte mittels Laserspots untersucht. Die Auswertung einer Traverse vom Pseudotachylitkontakt in den Quarz-Feldspat-Granat-Gneis zeigt anormal hohe Biotitalter (1532 ? 5 Ma bis 992 ? 10 Ma) in der Randzone zum Pseudotachylit, die sich in einem Abstand > 1,0 mm auf einem Plateau bei 520 Ma als mögliches Abkühlungsalter stabilisieren (Abb. 7-7). Dies kann mit einer Diffusion von ^{40}Ar während der Schmelzphase des Pseudotachylites ins Nebengestein erklärt werden. Als Ursache kann angeführt werden, daß das Kalium-Argonsystem der Biotite am Kontakt für eine Diffusion von ^{40}Ar kurzzeitig geöffnet war. Ähnliche Phänomene (s.g. „Argonami“) wurden von HYODO & YORK (1993) am Kontakt einer Gangintrusion zum Nebengestein beschrieben. Die ermittelten Spot-Alter der Biotite und deren Verteilung können in Relation zum Populationsalter des Pseudotachylites folgendermaßen diskutiert werden:

1. Die Isotopensysteme der präexistenten Biotite wurden im gesamten Meßbereich durch thermische Auswirkungen der Pseudotachylitgenese zurückgesetzt, das Abkühlungsalter entspricht somit dem Platznahmealter der Pseudotachylite,
2. die Anlage der Scherzone und somit das retrograde Biotitwachstum fällt mit der Platznahme von Pseudotachyliten zeitlich zusammen. Die thermische Auswirkung ist nur auf die Scherzone beschränkt. Das Plateaualter der Biotite repräsentiert die subsequente Abkühlung der Scherzone und das damit verbundene Schließungsalter.

Die im Nebengestein gemessenen Kalifeldspäte zeigen ein ähnliches Verhalten (Randbereich 1146 ? 19 Ma), obwohl deren Analyse, bedingt durch Interferenzen des Laserstrahles mit dem Kristallgitter, problematisch war und diskordante Ergebnisse lieferte.

Tikarpara-Domäne - Aufschluß 63-96 / Probe 8/3/13 (ohne Bildtafel)

Diese Pseudotachylitprobe entstammt einer regionalen Scherzone (Thakurgarh-Hindol-Lineament), die sillimanitführende Qu-Fsp-Gn Gneise (Tikarpara-Domäne) von pyroxenführenden Qu-Fsp-Gn-Gneisen (Charnockite – Angul-Domäne) trennt. Auf Grund von technischen Problemen (Kontamination der Vakuumkammer) konnten an dieser Probe lediglich 6 Bestimmungen durchgeführt werden. Zudem war die Analyse durch den sehr geringen K-Gehalt problematisch.

Mit einem Median von 546 ± 20 Ma und einer Isochronenberechnung (diskordant) nach YORK (1969) von 545 ± 30 Ma liegen die mittleren Populationsalter im Bereich der schon untersuchten Proben.

Tikarpara-Domäne (Mahanadi-Lineament) - Aufschluß 12-97 / Probe 12b (BildtafelX)

An die Analyse dieser Probe wurden besondere Erwartungen gestellt, da diese im Bereich des regional bedeutsamen Mahanadi-(Kantilo)-Lineamentes entnommen wurde. Die strukturelle Position dieser Probe ist eng an duktile retrograde Mylonite bis Ultramylonite gebunden. Die Matrixstruktur ist durch eine hohe Klastendichte und deutliche Alterationen (Fließgefüge) gekennzeichnet.

Die Analyse entlang der Traverse 1 durch den Pseudotachylit ergab eine diskordante Isotopenverteilung (2000 ± 8 Ma bis 550 ± 8 Ma). Hohe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnisse waren eindeutig optisch sichtbaren Alterationen im Zentralbereich des Pseudotachylitganges zuzuordnen. In der Matrix zwischen einem Großklast und dem Nebengestein wurden der Zusammenhang zwischen Bereichen mit optischer Alteration und nichtalterierter Matrix durch eine erhöhte Analysendichte (Traverse 2 und 3) näher untersucht. Es zeigt sich, daß im nichtalterierten Matrixbereich deutlich niedrige $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnisse festgestellt werden konnten (Abb. 7-8). Der Median von 579 ± 35 Ma dieser Bereiche könnte der Anlage dieses Pseudotachyliten nahekommen. Eine Isochronenberechnung war aufgrund der starken Diskordanz nicht möglich. Die scheinbaren Ca- und Cl-Gehalte korrelieren und zeigen für die Alterationszonen anomal hohe Werte bei einer gleichzeitig nachweisbaren Kontamination mit atmosphärischem ^{36}Ar .

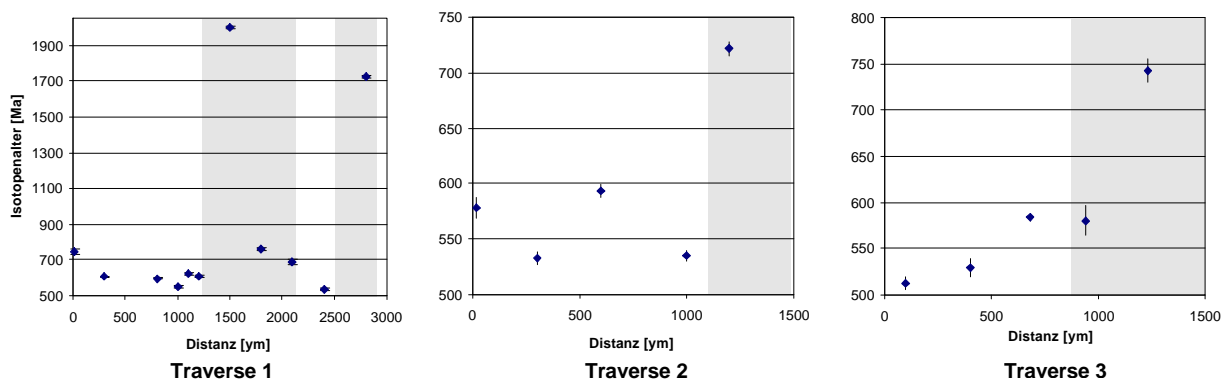


Abbildung 7-8: Darstellung der Beziehung von Isotopenalter der Laserspots und dem Abstand zum Rand des Pseudotachyliten für drei Laser-Spot-Traversen (Alterationszonen sind grau hinterlegt)

Diese Interpretation wird durch die Analyse von Biotiten im Nebengestein eingeschränkt. Die Analyse der Biotite ergab weder ein konkordantes Altersspektrum (860 ± 9 Ma bis 447 ± 3 Ma, Randbereich zum Pseudotachylit – 1165 ± 10 Ma) noch einen systematischen Bezug der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnisse zum Pseudotachylit. Zusammen mit einer optisch sichtbaren Alteration der Biotite (Serizitisierung) lassen sich diese diskordanten Ergebnisse mit einer sekundären Überprägung des Isotopensystems durch Fluida erklären, wobei die ermittelten Alter eine Mischung zwischen der Isotopenzusammensetzung der Fluida und dem Abkühlungsalter der Biotite repräsentieren.

Falls diese Fluidaktivität unter erhöhten Temperaturen, d.h. in einem tieferen Krustenniveau, stattfand, wären auch die diskordanten Alter der Pseudotachylitmatrix erklärbar. Generell weisen alle Pseudotachylite entlang dieses Lineaments eine enge Beziehung zu Myloniten auf, wobei speziell die großdimensionalen Pseudotachylitbreccien (Aufschluß 14-97) eine z.T. vollständig sekundär-alterierte Matrix aufweisen.

Phulbani-Domäne - Aufschluß 35-97 / Probe 35c (Bildtafel XII, Bildtafel XVI, Bild 2)

Diese Pseudotachylitprobe, die eng mit duktil-deformierten Pseudotachyliten assoziiert auftritt, ist mit den Ergebnissen der vorherigen ^{40}Ar - ^{39}Ar Analyse nicht vergleichbar. Die scheinbaren Alter der Laserspots im Pseudotachylit von 2004 – 872 Ma in Verbindung mit Laserspotaltern in Kalifeldspäten von > 3500 Ma belegen den signifikanten Einfluß einer sekundären Alteration. Diese Veränderung im Kalium-Argonsystem könnte durch Fluide, initiiert durch Deformationen entlang dieser Scherzone in tieferen Krustenniveaus, interpretiert werden. Die Biotitalter von 756 - 655 Ma könnten im Vergleich mit den Step-Heating-Altern der Biotite aus der Angul-Domäne darauf hindeuten, daß Temperaturen von 350 °C nicht wesentlich überschritten wurden. Da keine weiteren geochronologischen Daten aus dem Bereich südlich des Mahanadi-Riftes vorliegen, ist eine weitergehende Interpretation nicht möglich.

Angul-Domäne - Aufschluß 31-96 / Probe 5/8

Die granitischen Gneise im Aufschluß 31-96 weisen durch das Fehlen einer durchgehend ausgebildeten Foliation ein sehr kompaktes Gefüge auf, das überwiegend durch Quarzleisten und in x-z-Richtung gestreckte Feldspatklasten gebildet wird. Im Mikrogefügebild sind z.T. isomorphe Biotitaggregate sichtbar, die die Foliation überwachsen, ohne jedoch eine signifikante Vorzugsorientierung aufzuweisen. Die Größe der Biotitkristalle schwankt zwischen 0,3 – 1,5 mm. Die Biotitindividuen wurden aus der Kornfraktion 0,4 – 0,5 mm separiert. Es wurde angestrebt, Biotitkristalle ohne Verwachsungen auszuwählen.

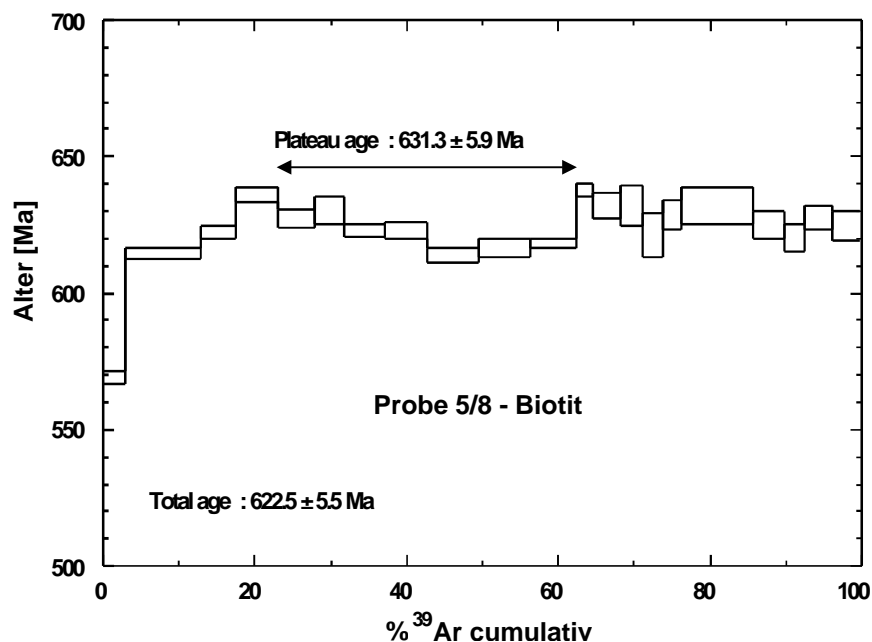


Abbildung 7-9: Darstellung der Step-Heating Ergebnisse des Biotitpräparates - Aufschluß 31-96

Das Step-Heating ergab für die Einzelmineraluntersuchung eine Altersspanne der Einzelbestimmungen von 638 ± 2 Ma bis 569 ± 2 Ma (Abb. 7-9). Das Altersspektrum ist leicht diskordant. Es bildet sich kein deutliches Plateau aus, jedoch kann ein Bereich zwischen 23,0 und 62,4 % ^{39}Ar -Release durch signifikant geringere Einzelfehler von 1? - max. 4,9 Ma und eine geringere Variation der Einzelalter als angedeutetes Plateau interpretiert werden. Der erste Niedrigtemperaturschritt weist mit 569 ± 2 Ma ein deutlich geringeres scheinbares Alter in Relation zum Mittelwert auf. Dieser Effekt kann durch Diffusion von ^{40}Ar aus den äußeren Kristallzonen erklärt werden, setzt jedoch voraus, daß in der Gesteinsmatrix Excess-Argon abgeführt worden ist. Das Isochronenalter ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) für 97,1 % ^{39}Ar -Release (außer 1. Schritt) beträgt 631 ± 22 Ma. Der Plateaubereich weist ein nahezu identisches Isochronenalter von 631 ± 6 Ma auf.

Zur Interpretation des diskordanten Altersspektrums könnte eine Excess-Argon Komponente, gebunden an Mineralverwachsungen (z.B. Chlorit - ONSTOTT ET AL., 1991) oder eine außerordentlich langsame Abkühlung (HARRISON ET AL., 1985; GOODWIN & RENNE, 1991) diskutiert werden. Die Differenz der Plateaulter zwischen Hornblende und Biotit des Aufschlusses 44-96 (Probe 3/10) unterstützen die Annahme einer außerordentlich langsamen Abkühlung des Basements. Analog zur Diskussion der Probe 3/10 sollte das Isochronenalter als Abkühlungsalter interpretiert werden.

Angul-Domäne - Aufschluß 44-96 / Probe 3/10

Der Amphibolit weist ein grobkörniges, nur gering deformiertes Mesogefüge auf. Im Dünnschliffbild ist ein Mosaikgefüge aus hypidiomorphen bis idiomorphen Plagioklasen, Hornblenden (Tschermakit) und, untergeordnet, Quarz zu erkennen. In dieses Mosaikgefüge sind Biotitaggregate (Korngröße 0,3 – 0,6 mm) eingewachsen.

Das Altersspektrum der Hornblende zeigt ein für die Niedrigtemperaturstufen bis ca. 1 % ^{39}Ar -Release typisches Verhalten (Abb. 7-10). Extrem hohe scheinbare Alter (6729 ± 95 Ma bis 4669 ± 66 Ma) belegen eine Excess-Argon-Komponente in der äußeren Kristallzone. Dieser Effekt korreliert mit dem K/Ca-Verhältnis. Dieses Verhalten läßt sich als ^{40}Ar -Akkumulation in einer Ca-reichen Hornblende-komponente (möglicher Einfluß von externen Fluida - LEE, 1995) interpretieren. Ein, wenngleich im Ausmaß abgeschwächtes Verhalten (917 ± 3 Ma), zeigt der Hochtemperaturschritt bei 95,3 % ^{36}Ar -Release.

Im Bereich von 1 bis 95 % ^{39}Ar -Release schwanken die scheinbaren Alter zwischen 869 ± 12 Ma bis 845 ± 4 Ma. Es besteht eine schwache negative Korrelation zwischen scheinbarem Alter und K/Ca. Der Bereich von 40 bis 90 % kann als Plateau im Altersspektrum interpretiert werden. Das Isochronenalter ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) des Plateaubereiches (50% ^{39}Ar -Release) liegt bei 849 ± 6 Ma und entspricht nahezu dem gewichteten Mittelwert von 845 ± 4 Ma. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 243 ± 148 zeigt ein nahezu atmosphärisches Argonverhältnis (Plateaubereich) und deutet somit darauf hin, daß kein Excess-Argon im Kristallgitter eingeschlossen ist. Das Isochronenalter für 94 % ^{39}Ar -Release liegt mit 853 ± 8 Ma (initiales $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 219 \pm 91$) nur unwesentlich höher. Bei Berücksichtigung des Hochtemperaturschrittes erhöht sich das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis auf 327 ± 101 und belegt den Einfluß von Excess-Argon im Kristallrandbereich.

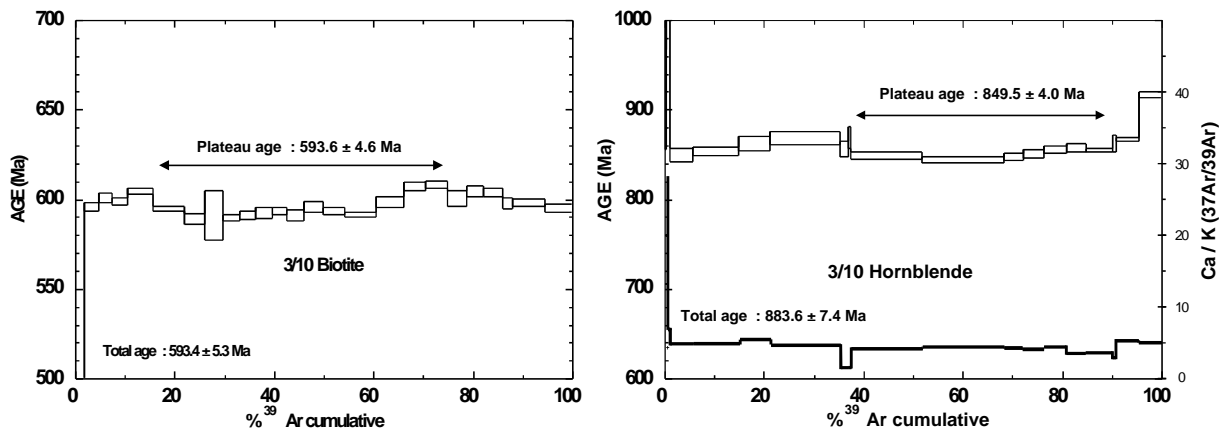


Abbildung 7-10: Darstellung der Step-Heating Ergebnisse für Biotit und Hornblende für einen Amphibolit - Aufschluß 31-96

Das Altersspektrum für Biotit (Abb. 7-10) zeigt analog zur Biotitanalyse der Probe 5-8 einen leicht diskordanten Verlauf. Mit Ausnahme der Isotopenalter von 191 ± 26 Ma bzw. 472 ± 6 Ma für die Niedrigtemperaturschritte schwanken die Einzelalter zwischen 608 ± 2 Ma und 589 ± 3 Ma. Für 95 % ^{39}Ar -Release wurde ein Isochronenalter von 600 ± 4 Ma berechnet. Ein als Plateau interpretierter Bereich von 15 - 66,5 % ^{39}Ar -Release ergibt ein Isochronenalter von 593 ± 4 Ma. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis belegt mit einem Wert von 218 ± 8 , daß kein wesentlicher Einfluß von Excess-Argon anzunehmen ist.

Das Isochronenalter wird sowohl für Hornblende als auch für Biotit im Sinne eines Mineralabkühlungsalters interpretiert. Der erhebliche Altersunterschied von ca. 250 Ma muß unter Berücksichtigung mineralspezifischer Schließungstemperaturen diskutiert werden. Das K-Ar Isotopensystem gilt als geschlossen, wenn die Diffusionsgeschwindigkeit für ^{40}Ar so gering ist, daß eine Diffusion über die Mineralgrenzen hinaus in endlicher Zeit nicht stattfindet. Die Schließung des Isotopensystems umfaßt jedoch einen Temperaturbereich, der zudem von der Abkühlungsrate direkt beeinflusst wird (GODWIN & RENNE, 1991). Die Argondiffusion korreliert mit der Temperatur, der Art des Kristallgitters, der chemischen Zusammensetzung und der Korngröße. Der grundsätzliche Zusammenhang wurde in DODSON (1973) beschrieben. Für Hornblende wurde auf Basis von empirischen Berechnungen (DODSON, 1973; HARRISON ET AL., 1985) und experimentellen Untersuchungen (BALDWIN ET AL., 1990) eine Schließungstemperatur von 500 – 550 °C ermittelt. Für Biotit wird die Schließungstemperatur im Allgemeinen bei 300 °C angesetzt (HARRISON ET AL., 1985). Aus Untersuchungen von ONSTOTT ET AL. (1991); WRIGHT ET AL. (1991); GOODWIN & RENNE (1991) und HESS ET AL. (1993) geht jedoch hervor, daß Randbedingungen wie Korngröße, chemische Zusammensetzung (X_{Mg}) und Abkühlrate in Schließungstemperaturen von 280 °C bis ca. 400 °C resultieren.

Für den Biotit der Probe 3/10 mit einer mittleren Korngröße von ca. 0,4 mm ergibt sich danach eine Schließungstemperatur (Annahme 1 °C/Ma) von 320 – 340 °C. Die größere mittlere Korngröße der Biotite der Probe 5/8 gegenüber der Probe 3/10 bedingt eine höhere Schließungstemperatur von ca. 330 – 360 °C. Die aus der spezifischen Schließungstemperatur von Biotit und Hornblende einerseits und der Altersdifferenz andererseits resultierenden Abkühlungsrate von ca. 1 °C/Ma hat zur Folge, daß sich die Gesteine über einen längeren Zeitraum im Schließungsbereich des Isotopensystems aufhalten. Die diskordante Ausbildung des Altersspektrums könnte auf diesen Effekt zurückgeführt werden.

7.5 Diskussion zu den Untersuchungsergebnissen der Pseudotachylite

Das Auftreten von Pseudotachyliten im Bereich der EGMB wurde bislang hinsichtlich ihrer Bedeutung unterschätzt. Durch die strukturelle Assoziation mit duktilen, retrograden Scherzonen und deren Konzentration entlang regionaler Lineamente können Deformationsereignisse in polyphas reaktivierten Krustensegmenten identifiziert werden.

Die Pseudotachylite stellen im Mesostrukturmaßstab Einzelgänge, Gangnetzwerke und Breccienzonen dar, die die mylonitische Foliation reaktivieren oder diese diskordant durchsetzen. Die Pseudotachylite im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Phulbani-Domäne) zeigen in Verbindung mit einer progressiven Deformation (Breccienzonen bis 1,5 m) eine enge Assoziation mit duktilen Deformationsstrukturen. Die Auswertung von Kinematikindikatoren ergab, daß Pseudotachylite, die flachwinklig oder parallel zur Foliation orientiert sind, einen dextralen, Pseudotachylite mit großem Winkel zur Foliation einen sinistralen Schersinn aufweisen. Soweit ausgebildet, stimmt der dextrale Schersinn mit dem Schersinn der duktilen Scherindikatoren (asymmetrische Feldspatklasten, „Glimmerfische“, etc) überein. Die Annahme, daß dextrale und sinistrale Pseudotachylite synthetische bzw. antithetische Elemente im Gesamtbild einer dextralen Strike-Slip-Deformation darstellen, wird durch Feldbefunde konjugierter Pseudotachylitsysteme und der Richtungsstatistik gestützt. Obwohl eine exakte Bestimmung der Richtung der Deformation (fehlende Lineationen bzw. Rillungen) nicht möglich war, kann für die Anlage der Pseudotachylite ein Spannungsfeld mit einer ? 1-Orientierung NW-SE angenommen werden.

Die Entscheidung, ob die im Aufschluß als Pseudotachylite beschriebenen Strukturen Pseudotachylite s.str. darstellen, wurde mittels Rasterelektronenmikroskop getroffen. Die Pseudotachylite der EGMB weisen in einer aphanatischen Matrixstruktur eine wechselnde Klastendichte und teilweise sekundäre Alterationen auf. Die Submikrostrukturen der Matrix zeigen überwiegend mikrolithisch-intersertale Gefüge, die auf eine rapide Abkühlung einer Schmelze unter erhöhten Umgebungstemperaturen hindeuten (MADDOCK, 1987). Abgesehen von vereinzelten Anzeichen vestikulärer Strukturen konnte kein Glas in der Matrix identifiziert werden. Es wurden ausschließlich Quarz-, Plagioklas- und Pyroxenklasten beobachtet. Insbesondere die Pseudotachylite entlang des Mahanadi-Lineamentes sind eng mit Ultramyloniten assoziiert und weisen einen erhöhten Grad an sekundären Alterationen (Serizitisierung) auf. Diese Alterationen, die in unterschiedlicher Intensität in den Pseudotachyliten auftreten, können als reliktsche Fließgefüge oder mobilisierte Fluida interpretiert werden.

Die Laser-Spot-Datierung ergab im Ergebnis der Untersuchung komplizierte Isotopenspektren. Als Ursache für diese Spektren können genetisch bedingt unvollständige Gleichgewichtseinstellungen des Argon-Systems in der Schmelze, den Einschluß von Klasten mit abweichender Argonisotopie und sekundären bzw. syngenetischen Alterationen der Matrix angeführt werden. Eine geringe Kontamination mit nicht radiogenem Argon atmosphärischer Zusammensetzung schränkt die Anwendung von Standardmethoden (Isotopenkorrelationsdiagramm, Regression nach YORK, 1969) zur Auswertung der Analysenpopulationen ein. Jedoch war es möglich, aus den Isotopenkorrelationsdiagrammen Populationen mit Excess-Argon von Populationen mit geringerem Excess-Argon zu differenzieren. Systematisch konnten im Randbereich der Pseudotachylite Zonen mit geringem Excess-Argon identifiziert werden. Die Kernbereiche der Pseudotachylitgänge waren, belegt durch anormal hohe scheinbare Spotaltern, durch eine Excess-⁴⁰Ar Komponente gekennzeichnet. Die Auswertung der Ca- (³⁷Ar) und Cl-Relationen (³⁸Ar) stützt die Annahme von kompositionellen Effekten, so daß die Excess-⁴⁰Ar Komponente an Mineralkomponenten mit abweichendem Ca-/Cl Chemismus gebunden sein kann. Die Pseudotachylite erscheinen nach der Erstarrung relativ stabil gegenüber Argon-Verlusten, welches durch die Argonverteilungen (s.g. „agonami“ – Excess-Argon-Welle) in angrenzenden Biotiten belegt wird.

Die Bildung der Pseudotachylite kann auf den Zeitraum von 560 – 520 Ma eingegrenzt werden. Die Datierung von Feldspatgängen wird mit 439 Ma als Minimalalter für die Anlage der Pseudotachylite interpretiert. Das Sm/Nd-Mineralalter von 689 ± 79 Ma des basischen Ganges bei Angul (als Intrusionsalter interpretiert - siehe Kap. 6), der von Pseudotachyliten durchschlagen wird, kann als Maximalalter angesehen werden.

Die Auswertung einer Referenzprobe (Probe 171D), die eine relativ homogene Populationsverteilung aufweist, ermöglichte es, die Anlage der Pseudotachylite (520 ± 7 Ma) auf den Zeitraum von 540 – 520 Ma weiter einzugrenzen. Da die Bildung der Pseudotachylite ein zyklischer Prozeß ist (WHITE, 1996), sollte der Ansatz eines Zeitraumes realistisch sein. Die subsequente Schließung des Isotopensystems von assoziierten Biotiten um 520 – 515 Ma läßt auf eine Krustentemperatur von 300 – 320°C und ein Krustenniveau von 12 – 14 km schließen.

Diese Interpretation ist jedoch auf den Krustenbereich nördlich des Kantilo-Lineaments beschränkt. Entlang und südlich dieser Linie wurden die Hauptstrukturelemente möglicherweise im gleichen Zeitraum durch Pseudotachylite reaktiviert, die jedoch durch die Lage in einem tieferen Krustenniveau, d.h. unter höherer Temperatur subsequent durch duktile Deformation bzw. dadurch mobilisierte Fluida beeinflusst wurden. Dieser Interpretationsansatz wird durch die vorliegenden Daten und Literaturangaben gestützt.

Nach der einheitlich im zentralen und nördlichen Bereich der EGMB nachweisbaren granulitfaziellen Metamorphose (M 2 , D 2) von 1100 – 950 Ma (AFTALION, 1988, SHAW ET AL., 1997, MEZGER & COSCA, 1998) ist nördlich des Mahanadi-Lineamentes eine Abkühlung der Kruste unter 550 °C bei 845 Ma nachweisbar. Die Abkühlung verlief außerordentlich langsam und erreichte im Zeitraum von 630 Ma eine Temperatur von ca. 360 °C. Diese Aussage wird gleichfalls durch die nachweisbare thermische Überprägung der basischen Intrusiva gestützt. Dagegen ist südlich des Mahanadi-Lineamentes und nördlich des Godavari-Riftes eine Überprägung durch Panafrikanische Prozesse mit Temperaturen bis max. 650 °C nachweisbar (SHAW ET AL. 1997, MEZGER & COSCA, 1998).

Somit muß sich der nördliche Bereich der EGMB zum Zeitpunkt der Panafrikanischen-Orogenese in einem höheren Krustenniveau befunden haben. Im Nordteil der EGMB wurden ausschließlich Grenville-Alter (ca. 960 - 920 Ma) in Monaziten, Sphenen und Zirkonen festgestellt, während für den Zentralteil der EGMB Panafrikanische Überprägung des Isotopensystems von Sphenen (MEZGER & COSCA, 1998) bzw. einem „Reset“ des Sm-Nd-Systems für Leptynite beschrieben wurden.

In diesem Kontext ordnet sich das bislang einzig bekannte Biotit-Abkühlungsalter aus den nördlichen EGMB (TAKIGAMI ET AL., 1995) ein, welches mit einem Isotopenalter (Step-Heating, Mineralkonzentrat) von 677 ± 6 Ma ungefähr mit den Ergebnissen der hier durchgeführten Analysen übereinstimmt.

Geochronologische und thermochronologische Aspekte der Panafrikanischen Beeinflussung des Basementes im Umfeld des Mahanadi-Riftes können mit den neuen Daten detailliert diskutiert werden.

- Während für den Zeitraum der Hauptaktivität der Panafrikanischen-Orogenese zwischen 600 und 500 Ma im Zentralbereich der EGMB Temperaturen von max. 600 °C anzusetzen sind, muß das Basement nördlich des Mahanadi-Lineamentes eine Temperatur von 350 °C entsprechend einem Krustenniveau von 10 – 12 km erreicht haben.
- Die Differenz der Biotitschließungsalter von 631 ± 6 Ma, 593 ± 4 Ma und 514 ± 6 Ma kann nur teilweise auf einen geometrischen Effekt der Abhängigkeit der Schließungstemperatur von der Korngröße zurückgeführt werden.

- Bei Ansatz einer Schließungstemperatur von 370 – 390 °C für Probe 5/8, 340 – 360 °C für Probe 3/10 und 300 – 320 °C für Probe 6/13 würden sich bei kontinuierlicher Hebung eine Abkühlungsgeschwindigkeiten von 1 °C/Ma. im Zeitraum von 630 – 600 Ma bzw. ca. 0,5 °C/Ma für den Zeitraum von 600 – 520 Ma mit der Konsequenz einer Panafrikanischen Hebungsstagnation ergeben.
- Andererseits würde die Annahme einer weiteren Hebung bzw. Abkühlung mit 1 °C/Ma bedingen, daß im Zeitraum von 510 – 520 Ma die PAZ für Zirkon Fission Track nahezu erreicht werden müßte. Tatsächlich belegen Einzelkorn ZFT, daß am Ende des Neoproterozoikum die Krustentemperatur die obere Grenze der Zirkon PAZ (ca. 350°C) erreicht haben könnte. In diesem Fall müßten die Abkühlungsalter der Biotite randlich der Pseudotachylite als stark lokalisierte thermische Überprägung, gebunden an regionale Lineamente, diskutiert werden. Die Anlage der Pseudotachylite wären in diesem Kontext als Ergebnis einer lokalen Reaktivierung der Lineamente in der Hauptphase des Panafrikanischen Ereignisses zu diskutieren.
- Südliche des Mahanadi-Lineamentes fand wahrscheinlich die Bildung der Pseudotachylite im gleichen Zeitraum, jedoch in einem tieferen Krustenniveau, statt, was eine subsequente Überprägung der Isotopensysteme von Pseudotachyliten und Biotit durch metamorphe Fluida zur Folge haben könnte. Konkrete Angaben dazu sind ohne weitere geochronologische Untersuchungen nicht möglich.
- Die mit etwa 460 Ma datierten Qu-Fsp-Gänge schneiden Pseudotachylite und belegen, daß eine Rotation des Spannungsfeldes von ?1 - NW-SE der Pseudotachylite in ?1 - NNE-SSW der Feldspatgänge stattgefunden hat.

Ein Vergleich der tektonischen Stellung der Pseudotachylite des Arbeitsgebietes mit Pseudotachyliten in Ostantarktika (DIRKS ET AL., 1993; DIRKS, 1995; CARSON ET AL., 1997) zeigt, daß die Bildung von Pseudotachyliten tektonische Ereignisse von überregionaler Bedeutung sind. Obwohl die vorliegende Untersuchung für den indischen Kraton erstmalig eine systematische Untersuchung von Pseudotachyliten darstellt, sind deren Auftreten und Signifikanz für die Charakterisierung tektonischer Ereignisse bereits mehrfach erwähnt worden. Leider fehlen systematische strukturelle Untersuchungen für Pseudotachylite in anderen Bereichen der EGMB für eine regionale Interpretation und Ableitung von geologischen Modellvorstellungen.

Im Kapitel 9 werden regionalgeologische und geotektonische Aspekt der Pseudotachylite und deren Einordnung im Gesamtkontext der erzielten Ergebnisse näher diskutiert.

8. Ergebnisse der Spaltspuranalytik

8.1 Allgemeines und Beprobungskonzept

Spaltspuren sind Gitterfehler im Kristallgitter (erhöhte Leerstellendichte), die durch Wechselwirkungen von Spaltprodukten mit dem Kristallgitter als Ergebnis des spontanen radioaktiven Zerfalls von ^{238}U entstehen (FAURE, 1986). Diese Spaltspuren sind mit einer Länge von 10-20 μm und einer Breite von ca. 50 Angström submikroskopisch. Spaltspuren können mittels Ätztechnik mikroskopisch sichtbar gemacht werden. Die Anwendung der Spaltspurentechnik beschränkt sich auf uranhaltige Minerale. Derzeit werden hauptsächlich Apatit, Zirkon und Titanit für eine Auswertung verwendet. Die geologischen Anwendungsmöglichkeiten beruhen auf der Tatsache, daß die Akkumulation und Ausbildung der Spaltspuren für ein spezifisches Kristallgitter temperaturabhängig ist und sich innerhalb eines definierten Temperaturbereiches (PAZ – „partial annealing zone“) abspielt (z.B. WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992). Mit steigender Temperatur heilen die Spaltspuren aus. Abweichend vom klassischen Konzept wird eine Schließungstemperatur als Bereich definiert, unterhalb derer ca. 50% der Spaltspuren stabil sind. Dies ist jedoch nur für Einheiten mit hoher und konstanter Abkühlungsrate gültig. Generell lassen sich mittels Apatit/Zirkon-Thermochronologie zwei Informationen gewinnen:

- a) Spaltspuralter, ermittelt auf Grundlage der Spaltspurdichte. Dieses Alter repräsentiert die Abkühlung auf eine Temperatur innerhalb der PAZ,
- b) Abkühlungsverlauf und maximale Paläotemperatur, ermittelt über die Auswertung der Spaltspurlänge und deren Verteilungsmuster.

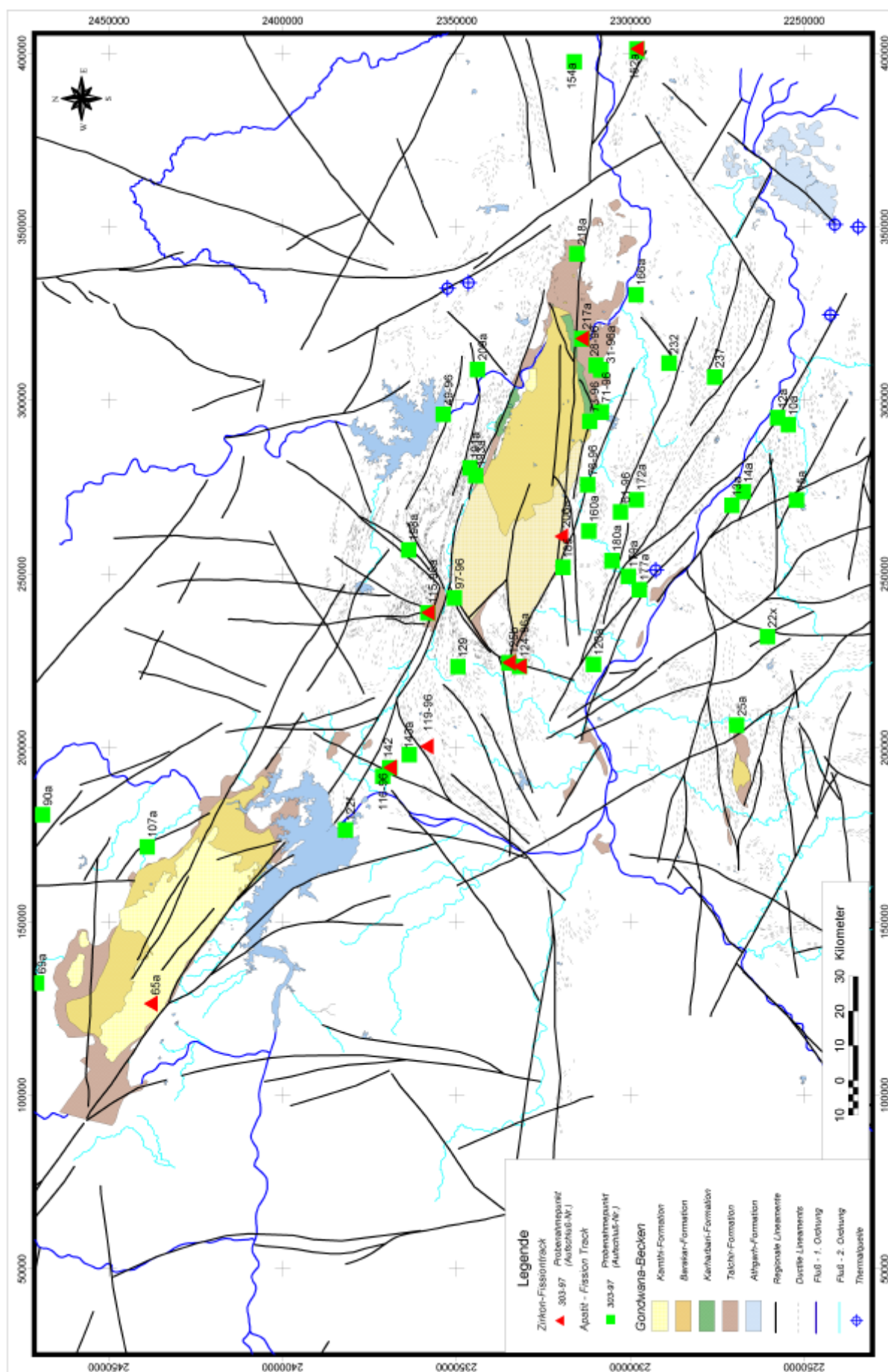
Details zur Auswerte- und Interpretationsmethodik sind u.a. in LISKER (1996) bzw. WAGNER & VAN DEN HAUTE (1992) eingehend beschreiben.

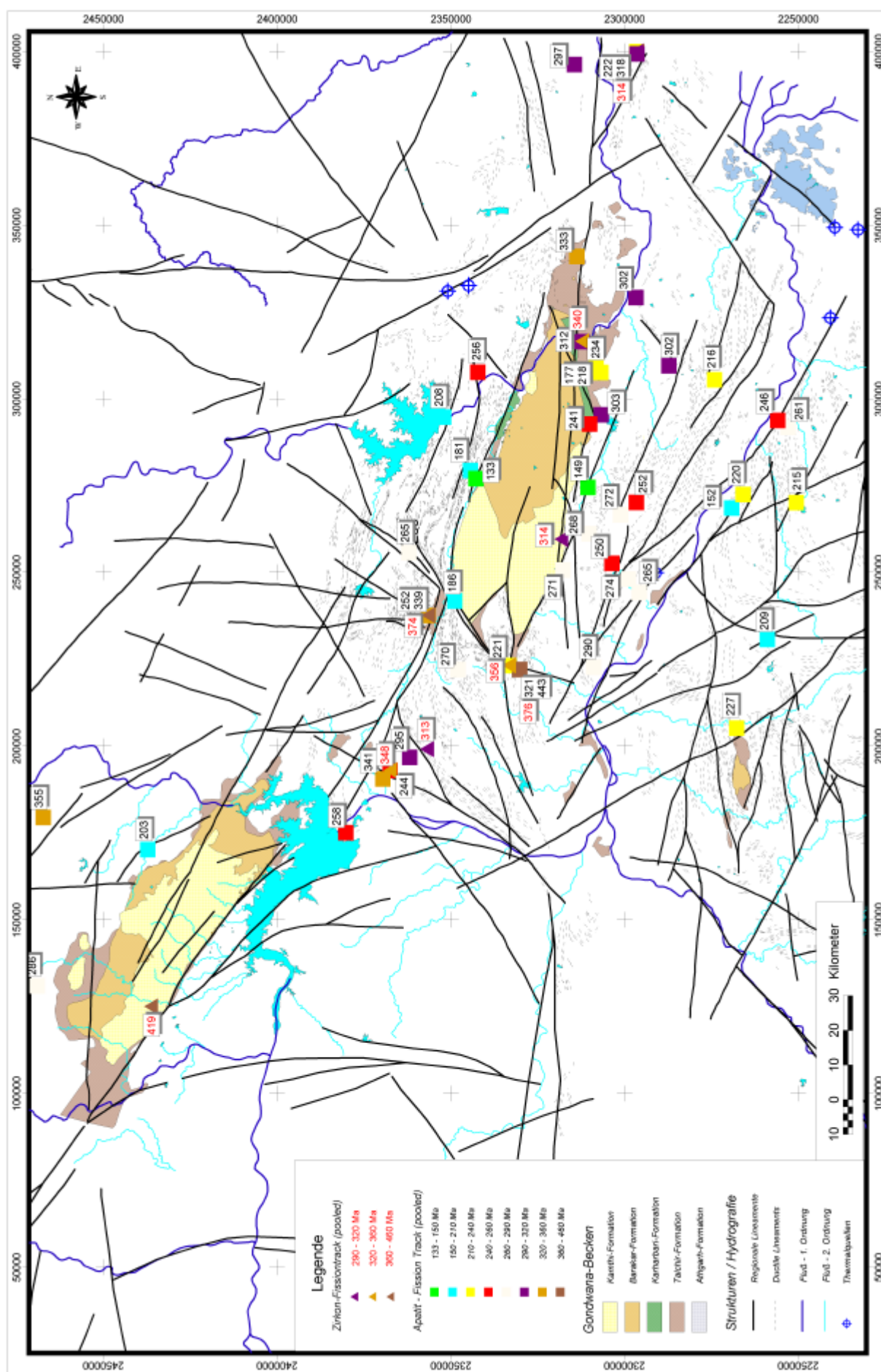
Durch die Beteiligung von Dr. F. Lisker (FB Geowissenschaften der Universität Bremen) an den Feldarbeiten war es möglich, umfangreiche Fission-Track-Untersuchungen durchzuführen. Auf Basis der strukturgeologischen Kartierung und den Ergebnissen der ersten Geländephase wurde ein Beprobungskonzept erarbeitet, das eine Übersichtsbeprobung (zweite Geländephase) für die maßgeblichen Lineamente und strukturellen Einheiten ermöglichte. Die Probennahmepunkte für die Fission-Track Datierung sind aus der Abb. 8-1 ersichtlich. Der Probennahme lag folgendes Konzept zugrunde:

- Untersuchung/Probennahme von Lineamenten im Randbereich des Talchir-Becken,
- Untersuchung/Probennahme im Basementbereich der an das Mahanadi-Rift angrenzenden strukturellen Einheiten,
- Untersuchung/Probennahme von Gondwanasedimenten.

Abbildung 8-1: (siehe folgende Seite): Lageplan der Probennahmestellen für die Fission-Track Analyse mit strukturellem Inventar des Untersuchungsgebietes (UTM-Koordinatensystem, Zone 45)

Die Spaltspurdatierung wurde von F. Lisker durchgeführt und ist in Lisker & Fachmann (submitted) sowie im Abschlußbericht zum DFG-Projekt **LI 745-1/1 (LISKER, 1999)** veröffentlicht. Bezüglich einer vollständigen Darstellung von AFT- und ZFT-Analysedaten wird auf diesen DFG-Bericht verwiesen.





8.2 Ergebnisse der Apatit-Spaltspuranalytik

Die Ergebnisse der Fission-Track Analysen an Apatiten ergaben eine Altersspanne für die AFT (scheinbares Apatit-Fission-Track-Alter – gewichteter Mittelwert der Histogrammverteilung) von 460 Ma bis 133 Ma. Die Höhenlänge der analysierten Proben schwankt im Bereich von 100m bis 400m. Die Ergebnisse der Apatit- und der Zirkon-Datierungen sind in der Abb. 8-2 als Kartendarstellung dargestellt.

Abbildung 8-2 (vorherige Seite): Ergebnisse der Fission-Track-Datierung für Apatit und Zirkon in einer farbkodierten grafischen Darstellung im Lageplan des Untersuchungsgebietes in Relation zur strukturellen Gliederung (UTM-Koordinatensystem, Zone 45)

Gemäß der strukturellen Gliederung des Umfeldes des Mahanadi-Riftes werden im Folgenden die AFT-Ergebnisse (LISKER, 1999) der Basementproben zusammenfassend erläutert (Abb. 8-1, 8-2, 8-3):

- Im Bereich der Angul-Domäne erfolgte die Probennahme aus dem unmittelbaren Randbereich zum Talchir-Becken, entlang des Lingra-Lineamentes und im Basementbereich südlich von Angul. Die Altersverteilung (pooled ages) schwankt für die Basementproben im Bereich von 216 ± 12 Ma bis 321 ± 14 Ma, wobei der Mittelwert bei 260 Ma liegt. Diese Basementbereiche kühlten im Zeitraum Oberkarbon-Unterperm unter 100°C ab, was einer Tiefenlage von ca. 3 km entspricht. Die Abkühlung verlief entsprechend der MTL von 12,5 – 13,4 °m vergleichsweise langsam. Am Lingra-Lineament nahe des Talchir-Beckens tritt ein AFT-Alter (pooled age) von 152 ± 7 Ma auf. Direkt am Randbereich (Ausstrich der Talchir-Sedimente) wurde für Basementaufschlüsse außerhalb der Randstörung ein Alter von 241 ± 33 Ma (73-96) bzw. 303 ± 22 Ma (71-96) ermittelt. Ein Aufschluß im Störungsbereich (störungsgebundener Ausstrich der Talchirsedimente) ergab ein AFT-Alter von 177 ± 12 Ma. Der statistische χ^2 -Test der AFT zeigt, daß die höheren AFT-Alter den Test bestehen und somit auf eine singuläre Abkühlphase hindeuten. Die jungen Alter bestehen den Test nicht, was möglicherweise auf den Einfluß von zwei oder mehreren thermischen Phasen hindeutet. Ein analoges Muster zeigten die AFT-Ergebnisse für die Probe 97-96, die sich am Rairakhol-Samal-Lineament befindet. Diesen Trend bestätigt im Vergleich ein AFT-Alter von 152 ± 12 Ma einer Sedimentprobe der Talchirformation nördlich der Stadt Rairakhol, die ebenfalls Merkmale einer subsequenten thermischen Überprägung aufweist. Die an der gleichen Sedimentprobe analysierten Zirkon-FT deuten mit einem weitgehend ungestörten Verteilungsmuster darauf hin, daß der thermische Einfluß auf einen Temperaturbereich von < 200 °C beschränkt war.
- Im Bereich des am südlichen Rand der Tikarpara-Assemblage verlaufenden Mahanadi-Lineament konnten insgesamt 4 Proben analysiert werden. Direkt aus dem Bereich des Lineament stammend, ergab die Probe 13a ein Alter von 154 ± 11 Ma. Der statistische χ^2 -Test und die MTL-Verteilung belegen analog der störungsgebundenen Proben der Angul-Domäne eine thermische Überprägung einer präexistenten Abkühlung hin. Unmittelbar außerhalb des Lineamentes ist die thermische Überprägung nicht mehr nachweisbar. Es wurden AFT-Alter von 240 – 220 Ma ermittelt. Die Abkühlung innerhalb der PAZ fand in der Trias statt, so daß im Zeitraum Obere Trias/Unterer Jura eine Temperatur < 60 °C erreicht wurde.
- Aus dem Gebiet südlich des Mahanadi-Lineamentes konnten nur vereinzelt Proben analysiert werden. Systematisch zeigen die AFT-Alter eine Häufung um 220 Ma. Diese Altersverteilung und deren statistisches Verhalten unterscheidet sich signifikant von denen der Angul-Domäne, ähnelt jedoch der der Tikarpara-Assemblage.

- Die Altersverteilung in der Rengali-Domäne konnte an 4 Proben untersucht werden. Im Basementbereich selbst wurden mit 265 ± 15 Ma und 256 ± 13 Ma vergleichbare Alter und statistisches Verhalten wie in der Angul-Assamblage nachgewiesen. Direkt im Verlauf der NOBF zeigt eine Probe (193a) ein Alter von 133 ± 7 Ma. Der statistische χ^2 -Test belegt eine subsequente thermale Überprägung im Bereich der NOBF. Dieser Trend wird durch eine unmittelbar benachbarte Probe (191a) aus im Störungsbereich exhumierten Sedimenten der Talchir-Formation mit 181 ± 13 Ma gestützt und deutet auf ein Übergreifen des thermischen Ereignisses auf die sedimentären Einheiten hin. Am Fuß des Rengali-Staudammes, in der streichenden Verlängerung des Rengali-Lineamentes, ergab eine Probe (49-96) 208 ± 8 Ma (pooled age) mit Einzelaltern von 180 – 150 Ma. Somit belegen die AFT der Rengali-Domäne eine primäre permische Abkühlung im Bereich der PAZ und eine subsequente, deutlich lokalisierte thermische Überprägung im Zeitraum Jura/Kreide.
- Aus dem Strukturbereich der Riamal-Samal- und der Rairakhol-Domäne konnten jeweils nur eine Probe analysiert werden. Mit AFT-Altern von 270 ± 13 Ma (129-97 - Rairakhol-Domäne) und 252 ± 9 Ma (115a-97 - Riamal-Samal-Domäne) bestehen einschließlich der MTL – Muster deutliche Analogien zur Angul- bzw. Rengali-Domäne.
- Im Bereich des Bhandara-Kratons wurden Proben aus dem Gebiet östlich von Sambalpur analysiert. Es wurden AFT-Muster nachgewiesen, die im Bereich von 340 – 250 Ma eine langsamere Abkühlung als das Basement des EGMB belegen.
- Der Randbereich zum Singhbhum-Kraton konnten Proben aus dem Bereich des Brahmani-Lineamentes untersucht werden, das tonalitische, undeformierte Granite von mylonitischen Granitgneisen sowie Charnockiten trennt und somit als Verlängerung der NOBF eine mögliche Grenze zwischen dem Singhbhum-Kraton und dem EGMB darstellt. Die Probe (154-97) aus dem Singhbhum-Kraton weist bei einem AFT von 297 ± 13 Ma eine weitgespannte Einzelkornaltersverteilung auf, die auf eine außerordentlich langsame Hebung zurückgeführt werden kann. Südlich des Brahmani (Cuttack-Domäne) wurde im Aufschluß 152-97 ein Vertikalprofil beprobt. Die Verteilung der Einzelkornalter zeigt eine Differenzierung, wonach die Probe 152b-97 (250 m ü. NN) ein vergleichbares Verhalten wie die Probe 154-97 (235 m ü. NN) mit einem AFT von 318 ± 19 Ma ergab. Die an der Basis entnommene Probe 152a-97 (125 m ü. NN) enthielt neben einem Altersspektrum von 420 – 270 Ma ein Nebenmaximum bei 90 Ma. Das sich ergebende AFT von 222 ± 16 Ma belegt neben einem negativen χ^2 -Test subsequente thermale Überprägung. Hinsichtlich der strukturellen Position befindet sich der Aufschluß in der streichenden Verlängerung des Naraj-Lineamentes.
- Ein Aufschluß innerhalb des Chhotanagpur-Granit-Gneiss-Komplexes (90a-97) weist mit einem AFT von 355 ± 23 Ma und einer weitgestreuten Einzelkornaltersverteilung auf eine außerordentlich langsame Hebung im frühen Phanerozoikum hin. Dieses Muster weicht signifikant von den bislang nachgewiesenen AFT-Mustern ab und belegt die Existenz von Hochgebieten während der Permokarbon-Vereisung (SRIVASTAVA ET AL, 1991; TEWARI & VEEVERS, 1993; VEEVERS & TEWARI, 1995).

Von den beprobten Sedimenten der Gondwanaablagerungen konnten insgesamt 9 Apatit Fission-Track-Analysen durchgeführt werden. Für das Talchir-Becken ergaben nur Proben der Talchir-Formation ausreichende Apatitpräparate, die einer Analyse zugeführt werden konnten. Für Aufschlußpunkte, die sich abseits von strukturell markanten Lineamenten befanden, wurden AFT-Alter von 312 ± 13 Ma (217a-97), 339 ± 22 Ma (115b-97) bzw. 333 ± 17 Ma (218-97) ermittelt. Diese Alter repräsentierten Abkühlungsalter der Sedimentedukte und belegen, daß keine thermische Überprägung oder eine Absenkung der Talchir-Sedimente in die Apatit-PAZ stattgefunden hat. Selbst unter Annahme eines normalen bis riftbedingt erhöhten geothermischen Gradienten von 25 – 40°C/km kann die maximale Mächtigkeit der Gondwanablagerungen im Talchirbecken 1,5 – 2,5 km nicht überschritten haben.

Im Bereich von Lineamenten werden Mischalter nachgewiesen, die z.B. für den Aufschluß 191-97 (181 ± 13 Ma) eine jurassisch-kretazische thermische Überprägung belegen. Ein analoges Verteilungsmuster mit 203 ± 9 Ma wurde für den Aufschluß 107a-97 am Nordrand des IB-Beckens ermittelt, das gleichfalls auf eine thermische Überprägung hindeutet. Die einzige Apatit-FT Analyse (IB-River-Becken) aus der Raniganij-Formation ergab ein AFT-Alter von 286 ± 46 Ma mit einem weitgespannten Verteilungsmuster der Einzelkornalter (Sedimenteduktalter).

8.3 Ergebnisse der Zirkon-Spaltspuranalytik

Da aufgrund von logistischen Problemen die Probenmenge begrenzt war, konnten nur von 9 Proben ausreichend Zirkone, darunter 5 Sedimentproben und 4 Basementproben, separiert werden. Die Altersverteilung (pooled age) liegt im Bereich von 416 Ma bis 313 Ma und weist vor allem für die Sedimente eine sehr heterogene Verteilung der Einzelkornalter auf.

Die Sedimente aus dem Talchir-Becken zeigen erwartungsgemäß einen inversen Trend von hohen AFT-Altern von 374 - 340 Ma in den Talchir-Sedimenten und geringeren AFT-Altern in den Supra-Panchet-Sedimenten (314 ± 32 Ma). Die Altersdifferenz zwischen den AFT und den ZFT der Sedimente ist konstant bei 30 – 40 Ma. Im Bereich von tektonisch aktiven Lineamenten zeigt sich eine größere Differenz (vgl. Aufschluß 125-97), die belegt, daß der thermische Einfluß ausreichend war, um die Apatit-Spaltspuren zu überprägen. Die ZFT werden von dieser Überprägung nicht beeinflusst. Eine verfügbare Zirkon-Analyse der Raniganij-Formation des IB-River-Beckens weist mit 419 ± 42 Ma das höchste Alter aller gemessenen Proben auf. Dies geht mit den erhöhten Alter des CGGK konform und belegt somit differenzierte Herkunftgebiete der Sedimente.

Die ZFT der Basementproben liegen im weiteren Umfeld des Talchir-Beckens im Bereich von 320 – 310 Ma und zwischen 370 – 340 Ma für das an die Talchir-Sedimente angrenzende Basement. Die älteren ZFT-Alter (376 ± 38 Ma) für die auch ein korrespondierendes AFT-Alter vorliegt (Aufschluß 124-96), reflektieren das prä-permokarbonisch exhumierte Auflager der Sedimente. Die Altersdifferenz zwischen ZFT und AFT (Aufschluß 124-96) stimmt in der Größenordnung mit der Differenz in den unbeeinflussten Talchir-Sedimenten überein. Für die jüngeren ZFT (119-96 – Rairakhol-Domäne; 152a-97 – Cuttack-Domäne) müssen zur Erklärung jüngere Hebungen angenommen werden, die u.a. auch eine Erosion der möglicherweise präexistenten Talchir/Barakar (?) Bedeckung zur Folge hätten.

8.4 Diskussion der Ergebnisse

Auf die neoproterozoische tektonothermale Entwicklung des EGMB und angrenzender struktureller Einheiten wird derzeit in der wissenschaftlichen Forschung ein Hauptaugenmerk gelegt (YOSHIDA, 1995, SHAW ET AL. 1997, METZGER & COSCA, 1998). Der EGMB wurde zumindestens von drei tektono-metamorphen Ereignissen beeinflusst (SHAW ET AL. 1997), die jedoch regional sehr unterschiedlich ausgeprägt sind.

Für die strukturellen Einheiten des Bhandara-Kraton, des CGGK und des SGC einschließlich der Rengali-Domäne sind die meso- bis neoproterozoischen Ereignisse nur ungenügend untersucht.

Im Bereich des Mahanadi-Riftes ist das Basement des EGMB durch eine granulitfaziale Metamorphose um 990 – 970 Ma im Rahmen der Grenville-Orogenese geprägt. Das Panafrikanische Event bildet im Zeitraum von 550 – 500 Ma das letzte metamorphe Ereignis. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, daß zum Zeitpunkt des Panafrikanischen Eventes das derzeit aufgeschlossene Basement (nördlich des Mahanadi-Lineamentes) Temperaturen von $\approx 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufwies, so daß die K-Ar Isotopensysteme mit Ausnahme einer lokalen Reaktivierung von Scherzonen geschlossen waren. Es ist davon auszugehen, daß sich für diesen Zeitraum das Basement des Bhandara-Kratones auf einem höheren Krustenniveau befand.

Nach den Ergebnissen der Fission-Track-Daten wurden keine Apatit- und Zirkonalter ermittelt, die älter als 500 Ma sind. Die Schwankungsbreite der Einzelkornalter liegt zwischen 130 Ma und 460 Ma. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand sind für den Zeitraum des frühen und mittleren Paläozoikums auf dem Indischen Subkontinent keine wesentlichen tektonischen bzw. sedimentären Ereignisse bekannt. Die Altersdifferenz zwischen Apatit- und Zirkon-FT-Altern erlaubt somit eine Abschätzung der durchschnittlichen Abkühlungsgeschwindigkeit. Für den Aufschluß 124-97 (Lokalität Rairakhol) ergibt sich eine Differenz zwischen ZFT ($376 \pm 38\text{ Ma}$) und AFT ($321 \pm 14\text{ Ma}$) von ca. 50 Ma. Dies würde bei Annahme einer mittleren PAZ von 200°C für Zirkon und 100°C für Apatit in einer Abkühlungsgeschwindigkeit von ca. $2^{\circ}\text{C}/100\text{ Ma}$ resultieren. Die Basementprobe wurde unmittelbar am Ausstrich von Talchirsedimenten entnommen und repräsentiert somit das liegende Basement der Gondwanaablagerungen. Die Altersdifferenz zwischen AFT und Beginn der Ablagerung von Talchirsedimente um 285 Ma (VEEVERS & TEWARI, 1995) liegt somit bei 40 Ma. Es würde sich eine vergleichbare Abkühlungsgeschwindigkeit ergeben. Die Verteilung der Einzelkornalter für Apatit-Fission-Track und der Tracklängen weist auf ein längeres Verweilen der Proben in der PAZ hin. Somit muß davon ausgegangen werden, daß die o.g. Abkühlungsalter einer Maximalabschätzung entsprechen. Konservativ gesehen sind Abkühlungsalter $< 1^{\circ}\text{C}/100\text{ Ma}$ wahrscheinlich. Die Hebungsbeträge sind schwer abzuschätzen, jedoch kann bei Annahme eines geothermischen Gradienten im Paläozoikum von $25 - 30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ eine Denudationsrate von ca. $1,5 - 2\text{ km}/100\text{ Ma}$ abgeschätzt werden.

Die vorhandenen Muster belegen eine quasi konstante Hebung (epirogenetische Hebung) des gesamten Krustenbereiches von Ostgondwana. Daraus resultiert, daß während des Paläozoikum durch die Dominanz von Erosion keine Sedimentbecken erhalten sind. Diese weitgespannte Hebung könnte durch die Wirkung einer langlebigen Konvektionszelle (später Kerguelen Hot Spot - KENT, 1991) initiiert worden sein, die auf dem indischen Kraton jedoch im Gegensatz zum Lambert-Rift nicht mit z.B. oberkarbonem Magmatismus in Erscheinung tritt. Die ordovizisch-silurischen Sedimentbecken im nördlichen Perth Basin (KENT, 1991, HARRIS, 1994) bzw. die paläozoischen Sedimentbecken (Rifting in der Paläo-Tethys) im Himalaya (‘passive margin sedimentation’ - KLOOTWIJK, 1984; BAGATI, 1991; VALDIYA, 1995) könnten als Akkumulationsraum dieser Krustenerosion angesehen werden.

Die AFT-Alter im direkten Umfeld des Mahanadi-Rift gruppieren sich in einem Altersspektrum von 310 – 250 Ma, welches sich hauptsächlich auf die Angul-Domäne beschränkt, einem Altersspektrum von 240 – 210 Ma im weiteren Umfeld des Mahanadi-Rift und jüngere Mischalter von 180 – 133 Ma, die auf regionale Lineamente beschränkt sind. Die Spaltspurenlänge und die Längenverteilung deuten auf ein längeres Verweilen des Basementes im Bereich der PAZ hin. Negative χ^2 -Test belegen eine polyphase thermische Entwicklung für Krustenabschnitte im Bereich regionaler Scherzonen.

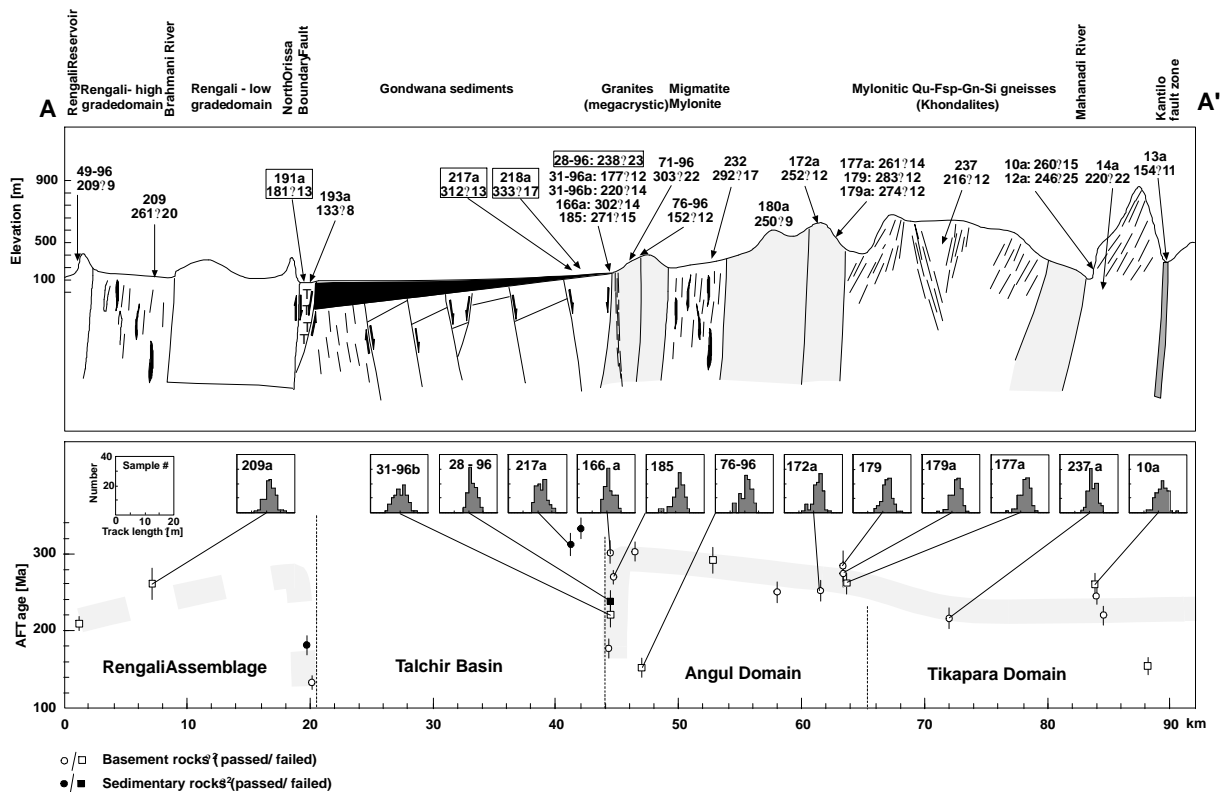


Abbildung 8-3: Schnittdarstellung (N-S-Verlauf) mit Darstellung der Apatit-Fission-Track-Daten aus Lisker & Fachmann (submitted)

Für die Interpretation der Verteilung der Fission-Track-Daten sind einerseits Fragen nach den grundsätzlichen Prozessen der Anlage und Entwicklung sedimentärer Becken vs. riftgebundener Becken und andererseits den Interaktionen zwischen Hebungsstufen und geothermischem Gradienten maßgebend. Ein Durchlauf einer Probe durch die PAZ zeigt bei einer Hebung/Denudation bei konstantem geothermischem Gradienten oder bei einer Reduzierung des geothermischen Gradienten eine analoge Verteilung der AFT. Konsequenterweise ist in diesem Zusammenhang die Frage zu diskutieren, inwieweit für das Mahanadi-Becken eine Riftentwicklung typisch ist.

In der Diskussion der Entwicklung kontinentaler Riftsysteme sind neben Mechanismen der Initiierung die Natur der treibenden Kräfte (WHITE & MCKENZIE, 1989) zu diskutieren. Grundsätzlich sind entweder eine aktive Initiierung, deren Extensionskräfte von einer Aufdomung des Oberen Mantels durch z.B. eine Konvektionszelle ausgehen, oder eine passive Initiierung, wobei Extension und Lithosphärenuplift durch externe Spannungsfelder hervorgerufen werden, in Betracht zu ziehen (SENGÖR & BURKE, 1978). Die aktive Hypothese erklärt Vulkanismus, Hebung und Subsidenz durch die Wirkung einer anomal heißen und somit leichten Zone im oberen Mantel. Die sich daraus ergebende Mantelaufdomung hat neben einer Hebung der Lithosphäre eine Extension der oberen Krustenbereiche in Verbindung mit erhöhtem geothermischem Gradienten, Magmenbildung mit intrusivem und extrusivem Magmatismus (MCKENZIE & BICKLE, 1988) ergeben.

Die passive Hypothese geht vom Auftreten überregionaler deviatorischer Spannungsfelder aus, die in der Lage sind, lokale Bruchsysteme und Extensionsbereiche zu erzeugen (LISTER ET AL, 1991). Bei Ansatz der aktiven Hypothese müßten neben dem Auftreten von magmatischer Aktivität die jüngsten AFT-Alter im Riftrandbereich mit progressiv steigenden AFT in größerem Abstand zur Riftachse auftreten.

Als Ursache dafür wären in diesem Fall der erhöhte geothermische Gradient und die durch Isostasie bedingte Hebung der Riftflanken im Rahmen der Diskussion zu berücksichtigen.

Für eine passive Riftinitiierung sind die thermischen Auswirkungen geringer. Jedoch ist gleichfalls eine Hebung der Riftflanken durch isostatische Ausgleichsbewegungen anzusetzen (CHERY ET AL, 1992).

Die im Umfeld des Mahanadi-Rift nachgewiesenen AFT-Muster zeigen einen den o.g. Hypothesen entgegengesetzten Trend. Das direkt den Talchir-Sedimenten unterlagernde Basement kann mit AFT-Alter von > 310 Ma als Ergebnis einer langsamen devon/karbonischen Denudation interpretiert werden. Ein karbonisches Rifting hätte eine wesentlich schärfer ausgeprägte Einzelkornaltersverteilung bewirkt. Die Ablagerungen der Karharbari/Barakar-Formation im Zeitraum 270 – 260 Ma fanden möglicherweise als Ergebnis eines passiven Rifting, welches durch überregionale Spannungsfelder (VISSER & PRAECKELT, 1998) getriggert wird, in einem breitgespannten Sedimentationsraum statt. Numerische Modellierungen von Riftentwicklungen durch externe Spannungsfelder (z.B. BOTT, 1992) zeigten, daß bei einer geringen Extensionsrate weitgespannte Becken mit geringer Sedimentationsmächtigkeit entstehen (BOTT, 1992). Subsequent zur initialen Sedimentation, die unter der Annahme einer präexistente Schwächezone als Systeme von Halbgraben (KUSZNIR & ZIEGLER, 1992) ausgebildet sind, erfolgt, durch die aufliegende Sedimentschicht bedingt, eine isostatische Hebung der Riftflanken.

Die Häufung der AFT im Zeitraum 260 – 250 Ma kann neben der Hebung von Basementblöcken im Ergebnis eines isostatischen Ausgleiches nur durch eine Erhöhung des thermischen Gradienten interpretiert werden, der eine mgl. durch aktives Rifting bedingte Differenzierung des Sedimentationsraumes einleitet. Die Hebungen sind an tektonische Vorzeichnungen gebunden. Die Ablagerung der Raniganj-Formation und der Panchet-Formation wäre somit auf einen engeren Sedimentationsbereich beschränkt. Die bislang vorliegenden Daten bestätigen dies.

Die Untere Trias wird durch eine Änderung der regional-tektonischen Randbedingungen (VISSER & PRAECKELT, 1998, VEEVERS & TEWARI, 1995) charakterisiert. In der Mitteltrias war Gondwana durch regionale Hebung (VEEVERS, 1991) gekennzeichnet, die sich in den sedimentären Abfolgen als Lücken repräsentieren. Die AFT-Cluster zwischen 230 – 220 Ma reflektieren dieses Ereignis. Zu diesem Zeitraum war der unmittelbare Bereich des Mahanadi-Rift schon so weit exhumiert, daß nur noch ein marginaler Einfluß auf die AFT möglich war. Eine erneute Extensionsphase in der Oberen Trias bewirkte die lokale Sedimentation der Supra-Panchets in einem differenzierten Sedimentationsraum ohne das eine Abbildung im AFT-Muster erfolgte.

An der Grenze Jura/Kreide setzen gondwanaweit magmatische Aktivitäten ein (Rajmahal Traps, Alkaliintrusionen im Lambert-Rift, etc.), die neben einer intensiveren Manteldynamik Vorläufer des beginnenden Gondwanazerfalls sind. Das Basementniveau im Umfeld des Mahanadi-Rifts befindet sich für diesen Zeitraum schon oberhalb der PAZ. Die an das Rifting gebundene Hebungen (maximal 500 – 1000 m) sind somit nicht mehr in den AFT sichtbar. Die Bildung der Athgarh-Formation, die Paläoströmungsrichtungen nach SE aufweisen, ist Ausdruck der veränderten Paläomorphologie. Im Bereich des Mahanadi-Rift sind im Zeitraum um 120 Ma (Naraj Dyke) nur vereinzelte magmatische Aktivitäten nachweisbar. Die anormal jungen AFT von Proben im Bereich regionaler Störungszonen belegen eine tektonische wie auch hydrothermale Aktivität an den Störungen. Die thermischen Auswirkungen sind in Relation zum Lambert-Rift, wo eine kretazische thermische Überprägung der Raddock- und der Bainmedart-Coal-Measures eine Auslöschung der Apatit-Fission-Track bewirkte, ausschließlich auf Störungszonen beschränkt.

Das NE-SW Kluftsystem/Störungssystem läßt sich als Ergebnis dieses NW-SE gerichteten Extensionsspannungsfeldes interpretieren. Für Einzelkornalter von 100-90 Ma von Proben im küstennahen Bereich (152-97, 154-97) können thermische Auswirkungen des Break-up bzw. der Intrusion des Mahanadi Offshore Volcanic Complex herangezogen werden. Weitere regionalgeologische Ereignisse, z. B. Dekkan Traps, spiegeln sich nicht in den Fission-Track-Daten wider.

9. Ergebnisdiskussion und Zusammenfassung der geologischen Entwicklung im Umfeld des Mahanadi-Riftes

9.1 Bildverarbeitung und strukturgeologische Interpretation der Satellitenbilder

Daten des LANDSAT-TM-Satelliten, die lokal durch RADARSAT- und hochauflösende IRS 1C-Daten ergänzt wurden, bildeten die Grundlage der strukturellen und lithologischen Satellitenbildinterpretation. Für die strukturelle Interpretation der LANDSAT-TM-Daten erwiesen sich die RGB-Kanalkombinationen 7, 4, 2 und 7, 4, 1, sowie in den reliefbetonten und vegetationsbedeckten Bereichen die Kombination 7, 5, 3 als optimal. Durch die hohe spektrale Auflösung war es in Gebieten mit guter Kontrasttrennung möglich, durch eine signifikante Verkleinerung der Pixelgröße auf 10 x 10 m auch Strukturelemente festzustellen, die feiner als die nominelle räumliche Auflösung der LANDSAT-TM-Daten sind. Eine gezielte, flächenmäßige Abgrenzung geologischer Einheiten, wie die Konturen von Intrusionen im Nordteil des EGMB oder die Diskriminierung lithologisch unterschiedlicher Gondwanaeinheiten mittels weitergehender Bildverarbeitungsmethoden (PCA, Ratios, Farbraumtransformationen) war nach einer Reihe von Ansätzen (z.B. ROHRMOSER, 1999, FACHMANN, EHLE & POHL, 2000) nur für räumlich begrenzte Teilgebiete erfolgreich. Die methodischen Ergebnisse der Satellitenbildverarbeitung und Satellitenbildauswertung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die strukturelle Interpretation konnte für das gesamte Mahanadi-Rift erfolgen. Die digitale Berechnung eines Satellitenbildmosaikes bzw. Ausschnittskarten in verschiedenen Maßstäben ermöglichte eine blatt- bzw. szenenschnittfreie Interpretation unter Berücksichtigung des Maßstabeffektes. Dies stellt gegenüber bislang durchgeführten Interpretationen (CHETTY & MURTHY, 1994; NASH ET AL. 1996) einen wesentlichen Fortschritt dar.
- Durch die klimatischen Randbedingungen war die strukturelle Interpretation auf Erhebungen beschränkt, die aus den Lateritflächen herausragen. Trotz des Einsatzes von hochauflösenden Satellitensensoren (IRS 1C, RADARSAT) konnten die ebenen Flächenanteile nur selten intern strukturiert werden. Da die Erhebungen nahezu vollständig von Wald bedeckt sind, bildet die Vegetation die maßgeblichen Strukturinformationen ab. Eine digitale Vegetationskorrektur führte somit zu einem Informationsverlust und konnte nicht zielführend eingesetzt werden.
- Mittels der strukturellen Interpretation war es möglich, ein komplexes Strukturinventar aus duktilen und spröden Elementen im Maßstab 1 : 450.000 – 1 : 100.000 zu kartieren. Über morphologische Eigenschaften, Oberflächentexturen sowie dem Strukturinventar war teilweise der indirekte Rückschluß auf die Lithologie möglich. Dieser Ansatz erwies sich speziell für die Gondwana- und Chattisgarhsedimente als erfolgreich. Die Auswertung von Oberflächentexturen erlaubte z.T. auch eine lithologische Kartierung des Basements. Als Grundlage der Strukturinterpretation wurde eine Differenzierung von strukturbezogenen Domänen durchgeführt. Diese Abgrenzung war die Voraussetzung für die regionale Gliederung und differenzierte Interpretation des Untersuchungsgebietes.
- Während für die vegetationsbedeckten Bereiche eine lithologische Kartierung über spektrale Unterschiede nicht möglich war, konnte für die Schwemmlehm- bzw. Lateritebenen eine lithologische Kartierung nur lokal realisiert werden. Durch die unvollständige geologischen Kartenbasis war es notwendig, diese durch eine eigene lithologische Kartierung auf Grundlage von textuellen, strukturellen und radiometrischen Aspekten zu ergänzen (vgl. Anlage 11.2.1).
- Die Kartierung der Entwässerungssysteme einschließlich dessen strukturelle Auswertung stellte eine wesentliche Unterstützung, Ergänzung bzw. Verifizierung der strukturellen Kartierung über morphologische Kriterien dar. Zusätzlich sind richtungsstatistische Ergebnisse der Geländedaten (Störungen, Klüfte) in einen regionalen Kontext überführt worden. Die Kartierung des Entwässerungssystems ermöglichte eine Verfolgung von Strukturen im Bereich der Schwemmlehm-/Lateritebenen. Die Untersuchung der Schwemmlehm-/Lateritebene mittels RADARSAT war entgegen den Erwartungen nicht erfolgreich.

- Durch die Kombination der LANDSAT-TM-Daten (hohe spektrale Auflösung) mit den IRS-1C-Daten (hohe räumliche Auflösung) war es möglich, die strukturelle Interpretation in ausgewählten Teilbereichen zu verfeinern und zu ergänzen. Da sich bei der verwendeten Auflösung der Kompositbilder größere Strukturelemente jedoch in eine Vielzahl kleinerer Objekte auflösen und die IRS 1C-Szenen aufgrund ihrer Größe nur begrenzte Bereiche abdecken (eingeschränkte Übersicht), ist eine sinnvolle Einordnung der Detailinterpretation nur mit Hilfe der Ergebnisse der regionalen LANDSAT-TM-Interpretation möglich. Durch die Beschränkung der strukturellen Auswertung auf die vegetationsbedeckten Höhenzüge muß festgestellt werden, daß die Erhöhung der geometrischen Auflösung (IRS-1C) nur in geringem Maße zum Informationsgewinn beigetragen hat.
- Auf den Radarszenen konnten vor allem Strukturelemente mit steiler Orientierung zur Sensorblickrichtung (nach ENE) kartiert werden. Da die flacheren Strukturrichtungen jedoch unterdrückt werden, war ein direkter quantitativer Vergleich mit den Interpretationsergebnissen der Satellitenbilder der optischen Sensorsysteme nur eingeschränkt möglich. Der für eine strukturelle Interpretation nutzbare Informationsgehalt der Radardaten blieb hinter den Erwartungen zurück. Eine Auswertung in einem Maßstab größer 1:50.000 war kaum möglich. Hinzu kommt der enorme Zeitaufwand für die Digitalisierung und Generierung der zur genauen Entzerrung notwendigen DGMs und die hohen Kosten der nur einen kleinen Bereich abdeckenden RADARSAT 1-Szenen, was eine Übersichtsinterpretation mittels Radardaten verhinderte.

In der Anlage 11.1 sind ausgewählte Ergebnisse der digitalen Bearbeitung von Satellitenbildern als Übersichts- und Ausschnittskarten enthalten. Es wurden jeweils die digitalen Endprodukte dargestellt, die maßgebliche Grundlage der lithologische bzw. strukturellen Interpretation (Anlage 11.2) waren. Für weiterführende Erläuterungen zur digitalen Bildverarbeitung wird auf den DFG-Bericht (FACHMANN, EHLE & POHL, 2000) verwiesen.

Die Ergebnisse der Satellitenbildinterpretation sind in einer synoptischen Darstellung von lithologischer, struktureller und morphologischer Kartierung des Arbeitsgebietes unter Einbeziehung der Ergebnisse der strukturgeologischen Geländearbeit als Anlage 11.2.1 zu finden. Die Anlage 11.2.2 zeigt eine Detailinterpretation für das Gebiet um Raigarh. Die Kartendarstellungen beinhalten sowohl die Ergebnisse der Interpretation als auch diejenigen der Felderkundung sowie topografische Informationen. Die Anlagen 11.2.3, 11.2.4, 11.2.5 und 11.2.6 fassen die statistische Auswertung der Interpretationsergebnisse, bezogen auf strukturelle Domänen zusammen.

Der regionalen Systematik für die Satellitenbildinterpretation lag die Abgrenzung, separate Beschreibung und Bearbeitung der kausalen Zusammenhänge von strukturellen Domänen zugrunde (Anlehnung an Vorgehensweise von NASH ET AL. 1996). Diese Domänen, meist begrenzt von regionalen Lineamenten, zeichnen sich durch differenzierte lithologische und strukturelle Eigenschaften aus, die sich sowohl aus der Satellitenbildinterpretation direkt als auch dem bislang veröffentlichten Kenntnisstand ergaben. Diese Vorgehensweise führte zwangsläufig zum Konflikt mit der regionalen, oft widersprüchlichen Terminologie der indischen Geologie. Soweit möglich, wurden jedoch lokale Termini übernommen. Das „ground truth“ von Lineamenten zeigt, daß vorrangig mehrphasige, bruchhafte Verformung zum morphologischen Response der Lineamente geführt hat. Signifikante duktile Strukturen (Scherzonen, Migmatite) sind zwar im Bereich der regionalen Lineamente zumeist nachweisbar, jedoch nicht zwingend Voraussetzung bzw. lateral teilweise versetzt anzutreffen. Die Ergebnisse der Felderkundung sowie die der geochemischen und geochemischen Untersuchungen, die signifikante Unterschiede zwischen Domänen nachwiesen, bestätigten die gewählte Vorgehensweise. Durch die Ausmaße des Untersuchungsgebietes konnten jedoch nur Teilaspekte der geologisch-strukturellen Beziehungen zwischen den Domänen tangiert werden. Wesentlich ist, daß die vorliegende Arbeit eine systematische, einheitsübergreifende Interpretation darstellt und somit trotz des limitierten Zuganges zu geologischen Primärinformationen die Ableitung von regionalen geologischen Modellvorstellungen erlaubt.

9.2 Diskussion zur Geologie und Entwicklung der Mahanadi-Gondwana-Becken sowie des angrenzenden Basements

9.2.1 Neoproterozoische Entwicklung (Grenville – Panafrika)

Basemententwicklung im Umfeld der NOBF

Die Sedimentbecken des Mahanadi-Riftes liegen auf bzw. grenzen an Basementeinheiten mit unterschiedlicher geologischer Entwicklung vom Archaikum bis zum Neoproterozoikum an. Die Beckenentwicklung ist somit an eine Reaktivierung von präexistierenden Strukturen gebunden, die komplexe strukturelle geologische Entwicklungen aufweisen. Deren Kartierung und Verifizierung ist Gegenstand der Arbeit.

Schwerpunktmäßig wurde in der Arbeit der Kontakt des Talchir-Gondwana-Beckens zum Basement der EGMB untersucht. Einen signifikanten Erkenntniszuwachs ergab die satellitenbasierte Interpretation, die strukturelle geologische Untersuchung und die Datierung semiduktiler sowie spröder Strukturen. Die Datierung von Pseudotachyliten erfolgte erstmalig im Bereich des indischen Kratons.

Während für den Bereich der EGMB zunehmend geochronologische Daten erarbeitet werden (AFTALION ET AL., 1988; BINDU ET AL., 1998; FACHMANN ET AL., 2000; FACHMANN & HOFMANN, 1998; KELLEY ET AL., 1997; KOVACH ET AL., 1997; KRAUSE ET AL., 1998; MEZGER & COSCA, 1999; PAUL ET AL., 1990; SARKAR ET AL., 1998; SARKAR & PAUL, 1998; SHAW ET AL., 1997; SIMMAT & RAITH, 1998; TAKIGAMI ET AL., 1995), sind die Kenntnisse über den Kontaktbereich zum Singhbhum-Kraton und vor allem im Bhandara-Kraton bzw. dem CGGK spärlich, so daß sich die Darstellung der geologischen Entwicklung des proterozoischen Basements vorrangig auf die EGMB konzentriert. Ein weiteres Problem stellt die vergleichsweise einseitige Orientierung in der indischen Geologie auf Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen dar, die sich im Licht neuerer Erkenntnisse (Anorthosite – KRAUSE ET AL., 1998, SIMMAT & RAITH, 2000) für hochmetamorphe Krustenbereiche als nicht interpretierbar erweisen. Rb-Sr-Isotopendaten basischer Gänge in der vorliegenden Arbeit bestätigen diese Aussage.

Die bislang verfügbaren Untersuchungen über die EGMB belegen eine polyphase metamorphe Entwicklung, wobei als initiales Ereignis eine Kollision (archaisch-frühproterozoischer suprakrustaler und magmatischer Einheiten) in Verbindung mit einer UHT-Metamorphose (M1 – z.B. DASGUPTA ET AL., 1995, 1996; SHAW ET AL., 1997) angenommen wird, die u.a. durch sapphirin-/spinellführende Granulite, Teilschmelzenbildung und Intrusion von Enderbiten gekennzeichnet ist. Die zeitliche Einordnung dieses Ereignisses um 1400 Ma (Sm-Nd Gesamtgesteins-Isochrone für basische Granulite/Leptynite – SHAW ET AL., 1997) ist derzeit noch nicht sicher belegbar, da die subsequente Metamorphose (M2) zu einer nahezu vollständigen Rekristallisation der metamorphen Mineralassemblages und zur tektonischen Überprägung des Gefüges geführt hat. Inwieweit die Hauptstrukturelemente (regionale Lineamente) und der ursprüngliche tektonische Lagenbau bereits zu diesem Zeitpunkt angelegt wurden, kann derzeit nicht geklärt werden. Neuere geochronologische Ergebnisse (MEZGER & COSCA, 1999; SIMMAT & RAITH, 2000) zeigen, daß zumindest südlich des Godavari-Riftes, in der Western Charnockite Zone und auch im Bereich der Angul-Domäne Inkremente dieses Ereignisses nachweisbar sind.

Das initiale Hochtemperaturereignis um 1600 – 1400 Ma wird von einer granulitfazialen Metamorphose im Zeitraum von 1060 Ma – 930 Ma (AFTALION ET AL., 1988; SHAW ET AL., 1997; MEZGER & COSCA, 1999) gefolgt. Dieses metamorphe Ereignis (M2) bildet das Hauptdeformationsereignis (D2 – HALDEN ET AL., 1982; BOWES & DASH, 1992; BHATTACHARYA ET AL., 1995; RAMAKRISHNAN ET AL., 1998) und wird global der Grenville-Orogenese im Rahmen der Agglomeration von Rodinia (SWEAT-Hypothese – z. B. DALZIEL, 1991) zugeordnet.

Die Anlage der Hauptstrukturelemente, Charnockitisierung und Migmatitisierung, die im Ergebnis der Satellitenbilddauswertung als Lineamente und strukturelle Trends kartiert werden konnten, wird diesem Ereignis durch die Datierung von Neosombildungen zugeordnet (AFTALION ET AL., 1988; BHATTACHARYA, 1994; MEZGER & COSCA, 1999). Der Erosionsanschnitt in den EGMB legt dieses Ereignis im Bereich der Unterkruste frei.

Die Satellitenbildinterpretation zeigt, daß die regionale Zonengliederung der EGMB (RAMAKRISHNAN, NANDA & AUGUSTINE, 1998), die auf strukturellen und lithologischen Aspekten beruht, im lokalen Maßstab in einer Domänengliederung weitergeführt werden kann. Für die Domänen sind typische strukturelle und lithologische Merkmale charakteristisch, wobei regionale Lineamente, die durch Migmatitisierung und Mylonitisierung gekennzeichnet sind, diese begrenzen. Der Vergleich geochronologischer Daten (AFTALION ET AL. 1988; MEZGER & COSCA 1999) mit strukturellen Feldbefunden deutet auf deren Anlage und Aktivität (NW/NNW – Kompression) im Rahmen von D2 hin. Die Angul-Domäne, die das Basement des Talchir-Beckens bildet, wird durch eine dominierende WNW-ESE-Orientierung der strukturellen D2-Elemente (regionale, lokale Lineamente; Faltenachsen, Foliation) gekennzeichnet. Dieser Trend weicht damit deutlich vom allgemeinen „Eastern-Ghats-Trend“, der NE-SW verläuft, ab. Als Ursache könnte eine N-NNW-Kompression gegen den Bhandara-Kraton und den Singhbhum-Kraton im Rahmen des Grenville-Ereignisses angeführt werden, die eine Rotation der Strukturen und Anlage von NE-SW streichenden Ausgleichsstrukturen (Rairakhol-Lineament, Dhenkanal-Hindol-Lineament) zur Folge haben könnte. Ein steil nach N - NW einfallendes, primäres Streckungslinear mit einer „top nach Süden“ Kinematik, sowohl entlang der NE-SW streichenden Randüberschiebung als auch der NW-SE streichenden NOBF bzw. parallelen Lineamenten, belegt diese Interpretation. Die in NASH ET AL. (1996) geäußerte Hypothese eines grenvillschen dextralen Versatzes des Singhbhum-Kratones und damit in Verbindung stehender Rotation der Gefüge entlang der NOBF ist angesichts der geochronologischen und strukturellen Ergebnisse der Arbeit fraglich. Problematisch bleibt die Einordnung der nordöstlich an die NOBF angrenzenden Domänen (Riamal-Samal, Rengali, Tikra, Malagyiri). Während nordwestlich der Randüberschiebung der EGMB ein differenziertes Strukturinventar aufweist, zeigen die vorher aufgeführten Domänen eine den EGMB vergleichbare strukturelle Ausbildung. Dies führt dazu, daß diese Domänen den EGMB zugeordnet werden (MAHALIK, 1997; NANDA ET AL. 1998; SARKAR ET AL. 1999). Hierbei werden jedoch die deutlichen Unterschiede im Metamorphosegrad und der Lithologie zwischen der Tikra-/Malagyiri-/Deogarh-Domäne und der Angul-Domäne vernachlässigt. Das gemeinsam mit den Gängen um Sambalpur und Raigarh hohe Nd-Isotopenmodellalter des Ganges vom Rengali-Staudamm deutet vielmehr auf eine Affinität zum Kratonbereich hin. Für diese Modellvorstellung spricht das von SARKAR ET AL. (1998) ermittelte Rb-Sr-Isochronenalter von Charnockiten aus der Rengali-Domäne mit 2745 ± 103 Ma. Die in dem Zusammenhang von SARKAR ET AL. (1998) postulierte archaische Inkremente in den EGMB müssen somit abgelehnt werden.

Grundsätzlich bleiben jedoch wesentliche Fragen, die insbesondere die Stellung der Rairakhol-Domäne in Relation zur Riamal-Samal-, Tikra- und Angul-Domäne betreffen, offen. Die Rairakhol-Domäne weist im Bereich der NOBF deutliche Analogien zur Tikra-Domäne auf. Die seit kurzem verfügbaren regionalen geochronologischen Daten (EPMA-Datierung) zum EGMB (SHAW ET AL. 1997, BINDU ET AL., 1998; SIMMAT & RATH, 1998) zeigen, daß neben einer lithologischen Gliederung auch eine differenzierte chronologische Gliederung von metamorphen Ereignissen und Abkühlungskurven (vgl. Abkühlungskurven der EGMB in Abb. 9-1) nachweisbar ist.

Dies könnte möglicherweise durch unterschiedlichen Krustenniveaus einzelner Bereich der EGMB zum Zeitpunkt des jeweiligen Ereignisses erklärt werden. Eine Übertragung dieser Herangehensweise auf Domänen im Grenzbereich von EGMB zum Singhbhum-Kraton und dem Bhandara-Kraton könnte auf Grundlage der Strukturgliederung zum Verständnis der meso- bis neoproterozoischen Tektonik beitragen.

Dies ist insofern erfolgsversprechend, da der Einfluß der panafrikanischen Orogenese im Gegensatz zum Zentralbereich der EGMB gering ist.

Subsequent, im Zeitraum um 850-800 Ma (SARKAR, 1988; SHAW ET AL. 1997), intrudieren porphyrische Granite ("megacrystic granites"). Ergebnisse von Hornblende-Datierungen im angrenzenden Basement von 849 ± 4 Ma belegen, daß diese Granitintrusionen in Krustentiefen von 15 – 18 km, bei Temperaturen von ca. 500 – 550 °C stattfanden (vgl. Abb. 9-1). Im Licht der neuen geochronologischen Daten zur Intrusion der Anorthositkörper (KRAUSE ET AL. 1998: Chilka Lake: 780 ± 2 Ma; Bolangir: 870 ± 10 Ma) und der Intrusion basischer Gänge ist dieser Zeitraum differenziert zu bewerten (vgl. Absatz "Regionale Implikationen..."). Die Signifikanz des 800 – 700 Ma Ereignisses wird auch nach geochronologischen Ergebnissen von SHAW ET AL. (1997), BINDU ET AL. (1998) und KRAUSE & RAITH (1998) deutlich. Die aus der Satellitenbildinterpretation und Aufschlußdaten ableitbare Deformation (D 3, F 3) der Granitintrusionen, die meist die präexistenten D2-Strukturen reaktiviert, könnte als synintrusiv einzuordnet werden. Während im Bereich der Angul-Domäne verbreitet nahezu undeformierte Granite auftreten, zeigen Feldbefunde im Bereich der Cuttack-Domäne eine penetrative Mylonitisierung (mylonitische Augengneise) dieser Granite, welches auf ein tieferes Intrusionsniveau hindeuten könnte. Die Granite werden von Pegmatit- und Aplitintrusionen in zwei Etappen begleitet. Deren Platznahme um 830 – 820 Ma (AFTALION ET AL., 1988) konnte mittels K/Ar im Rahmen der Arbeit bestätigt werden.

Das Basement innerhalb der EGMB und der Rengali-Domäne wird durch basische Gänge mit einer NE-SW-Orientierung geschnitten, welche mit der jüngsten Intrusionsphase (unsichere Datierung mittels K/Ar-Gesamtgestein) für die Newer Dolerite Dykes (VERMA & PRASAD, 1974; MALLIK & SARKAR, 1994) innerhalb des Singhbhum-Kratons übereinstimmen könnten. Im Bereich des Bhandara-Kratons belegt die NW-SE Orientierung der basischen Gänge die neoproterozische Aktivität von NOBF-parallelen Strukturelementen. Erste Sm-Nd-Datierungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit deuten auf einen Intrusionszeitraum von 750 – 670 Ma hin. Durch die hohen systematischen Fehler der Sm-Nd-Datierung ergibt sich die Notwendigkeit diese für regionale Implikationen maßgeblichen Intrusionen mit exakteren Methoden (z.B. U-Pb Baddeleyite) zu datieren. Die Gangintrusionen sowohl innerhalb als auch außerhalb der EGMB liegen unter Berücksichtigung des Fehlerbereiches in einer vergleichbaren Zeitspanne, die mit der verwendeten geochronologischen Methode nicht weiter aufgelöst werden kann.

Geochemische Untersuchungen belegen einen tholeiitischen Charakter der Gänge als typische, mit Riftprozessen in Verbindung stehende Intraplattenbasalte. Geochemische Signaturen von SEE und REE deuten jedoch auf eine Differenzierung von Gängen innerhalb und außerhalb der EGMB bezüglich Magmencharakteristik und -entwicklung hin. Während die Gänge um Sambalpur bei dem höchsten Sm-Nd-Isotopenalter von 792 ± 85 Ma die geringste Magmendifferenzierung zeigen, sind für die Gänge um Raigarh (703 ± 50 Ma) und der EGMB (689 ± 79 Ma) Anzeichen einer Magmenentwicklung durch fraktionierte Kristallisation nachweisbar. Besonders die Sm-Nd-Isotopenverhältnisse mit Modellaltern von > 1600 Ma außerhalb der EGMB deuten auf den Einfluß einer Kontamination der Magmen durch möglicherweise subduzierte archaische Kruste hin.

Abkühlalter (Ar-Ar) von Biotit um 670 - 600 Ma stützen die Ergebnisse gesteinsmagnetischer und paläomagnetischer Untersuchungen, wonach die Intrusion der basischen Gänge innerhalb der EGMB im Temperaturbereich von 400 – max 500 °C (vgl. Abb. 9-1) stattgefunden haben. Die Abkühlung/Hebung der Kruste (vgl. Abb. 9-1) im Zeitraum nach dem Grenville-Ereignis fand mit 1°C/Ma außerordentlich langsam statt. Nachfolgend während der panafrikanischen Orogenese hat sich diese Hebung weiter auf 0,5°C/Ma verringert. Der thermische Einfluß auf die Remanenzträger hat zur Überprägung der primären remanenten Magnetisierung geführt. Für die Gänge im Bhandara-Kraton war durch das höhere Intrusionsniveau möglich, stabile, primäre Orientierungen der remanenten Magnetisierung zu isolieren.

Die dafür berechnete virtuelle Pollage stimmt mit Vergleichsdaten (z.B. WINGATE & GIDDINGS, 2000) für den Zeitraum von 750 – 650 Ma überein und bildet somit einen wesentlichen Beitrag zur Präzisierung der paläogeografischen Positionierung des indischen Kratones.

Die Intrusion der basischen Gänge kann auf die Wirkung regionaler Extension in Zusammenhang mit dem Zerfall des Superkontinentes Rodinia zurückgeführt werden. Im Kontext mit den paläogeografischen Rekonstruktionen (z.B. DALZIEL, 1994) zeigt sich eine parallele Raumlage von Riftzonen zwischen „Ostgondwana“ und „Laurentia“ sowie denen der basischen Gänge (vgl. Abb. 9-2).

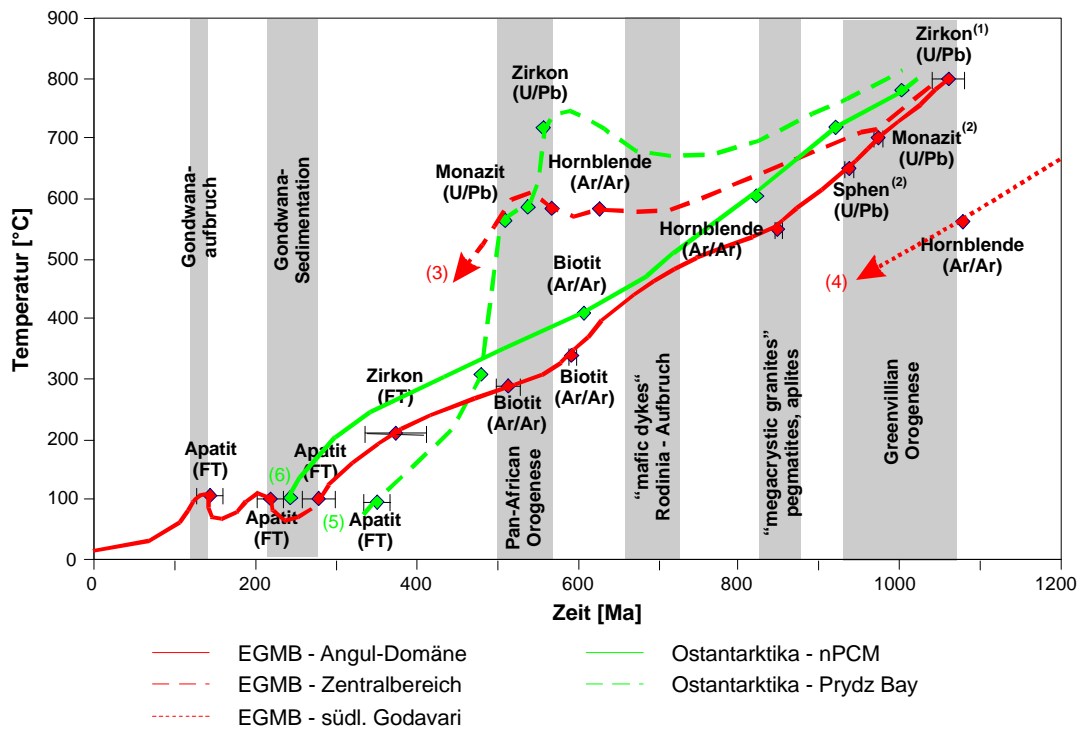


Abbildung 9-1: Vergleichende Darstellung der geologischen Entwicklung der Angul-Domäne (Nordteil der EGMB), des Zentralteiles der EGMB und der EGMB südlich des Godavari-Lineamentes im Vergleich mit der Prydz Bay und den nördlichen Prince Chales Mountains (nPCM/Ostantarktika) als T-t Diagramm nach Ergebnissen der vorliegenden Arbeit; AFT/ZFT- LISKER, 1999; (1) – AFTALION ET AL. (1988); (2 /4) - MEZGER & COSCA (1999); (3) - MEZGER & COSCA (1999), SHAW ET AL. (1997); (5) – ZHAO ET AL. 1997, CARSON ET AL. (1996, 1997), HENSEN & ZHOU (1995); ARNE (1994), FITZSIMONS ET AL. (1996, 1997) (6) – ZHAO & ELLIS (1997), HENSEN ET AL. (1997), NICOLS & FAHEY (1996), BOGER ET AL. (2000), CARSON ET AL. (2000)

Während das panafrikanische Ereignis im zentralen Bereich der EGMB mit einer amphibolitfazialen Metamorphose bei Temperaturen von bis zu 650 °C einhergeht (SHAW ET AL., 1997; MEZGER & COSCA, 1999), belegen Biotitabkühlalter im vorliegenden Bericht eine wesentlich höhere Krustenlage der Angul-Domäne (vgl. Abb. 9-1). Verbreitet auftretende Pseudotachylite, die überwiegend die D2-Strukturen reaktivieren, wurden mittels Laser-Ar-Ar auf 540 – 510 Ma datiert. Strukturgeologische Untersuchungen belegen eine dextrale Reaktivierung der WNW-ESE-Hauptstrukturelemente in einem NE-SW orientierten Extensionsfeld, welches in Zusammenhang mit der Exhumierung der Krustendomäne stehen könnte. Dies widerlegt die bislang verbreitete Ansicht einer panafrikanischen Anlage bzw. durchgehenden duktilen dextralen Deformation der Strukturelemente, zumindest im nördlichen Bereich der EGMB (z.B. CHETTY, 1994, CHETTY & MURTHY 1996) und stützt die Aussagen von MEZGER & COSCA (1999), FITZSIMONS (2000) oder RAITH & SIMMAT (2000), die eine komplexe regionale Differenzierung der panafrikanischen Orogenese diskutieren.

Im Gegensatz zur NOBF im Randbereich der EGMB ist eine Bewertung der Aktivität der NOBF über die EGMB hinaus problematisch, da geochronologische Bezüge zwischen Bhandara Kraton und CGGK nicht vorliegen. NW-SE streichende basische Gänge und duktile-semiduktile Strukturen (Mylonitzonen, Phyllonite, Pseudotachylite) belegen jedoch eine Aktivität im Neoproterozoikum.

Die südlich dem Mahanadi-Lineament zunehmende thermische Überprägung bis hin zur duktilen Deformation der Pseudotachylite und die neuen Ergebnisse aus dem Bereich des Chilka-Lake-Komplexes (SIMMAT & RAITH, 2000; DOBMEIER & RAITH, 2000) deuten auf eine tiefere Krustenlage dieser Segmente hin und stützen die Sonderstellung der Angul-Domäne innerhalb der EGMB während des panafrikanischen Ereignisses.

Quarz/Feldspatgänge, die alle duktilen und semiduktilen Gefüge (Pseudotachylite) schneiden, wurden mittels Laser Ar-Ar auf 460 Ma datiert. Sie belegen für diesen Zeitraum bereits eine Rotation des Spannungsfeldes in eine E-W Orientierung von ? 1. Für das Paläozoikum ist eine sehr langsame Hebung des Basements charakteristisch, welches durch ZFT-Daten bestätigt wird.

Regionale Implikationen für die Entwicklung von Rodinia und Gondwana

Die Paläogeografie des Neoproterozoikum (vgl. Abb. 9-2) bildet derzeit einen Hauptschwerpunkt der Forschung. Grundlage der Rekonstruktion sind neben paläomagnetischen Daten vor allem der Vergleich der geologischen Entwicklung assoziierter Krustenfragmente.

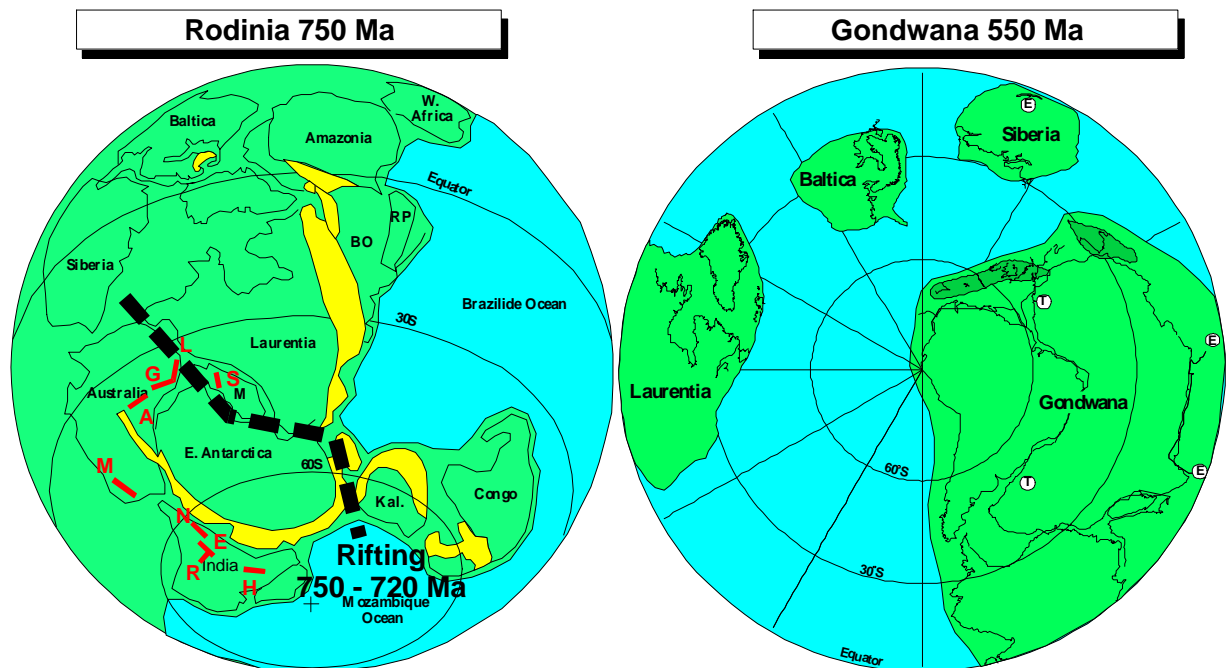


Abbildung 9-2: Paläogeografische Rekonstruktion von Rodinia (nach DALZIEL, 1994) um 750 Ma und Gondwana für das Vendium (nach POWELL, 1996), Lage der basischen Gänge (rote Markierung); H – Harohalli-Dykes; E – EGMB/Rengali-Dykes; R – Raigarh/Sambalpur-Dykes; N – Newer Dolerite Dykes; M – Mundine Well Dykes; A – Amata Dykes; G – Gairdner Dykes; L – Little Broken Hill Gabbro; S – South China Dykes

Mit dem Ende des Mesoproterozoikum bildete sich im Rahmen der Grenville-Orogenese (SWEAT-Hypothese – DALZIEL, 1994) der Superkontinent Rodinia (MCMENAMIN & MCMENAMIN, 1990).

Neuere Daten (CLARK, HENSEN & KINNY, 2000; FITZSIMONS, 2000; DALZIEL, MOSHER & CAHAGAN, 2000; PIPER, 2000) deuten auf eine mehrphasige Aktivität der Grenville Orogenese im Zeitraum 1400 – 950 Ma hin (vgl. Abb. 9-3). Australien, Indien und Antarktika bildete nach dem derzeitigen Kenntnisstand im Neoproterozoikum eine gemeinsame Landmasse. Danach grenzen an die EGMB der Rayner-Komplex, das Mawson-Escarpment/Prince-Charles Mountains und die Prydz-Bay von Ostantarktika an (Abb. 9-2, 9-3).

Umfangreiche Untersuchungen im Bereich des Lambert-Riftes ergaben eine differenzierte geologische Entwicklung zwischen dem Gebiet der Prince Charles Mountains (BOGER ET AL, 2000; FITZSIMONS, 2000; cited. Refs.) einerseits und dem Prydz Bay (FITZSIMONS, KINNY & HARLEY, 1997; cited Refs.) andererseits.

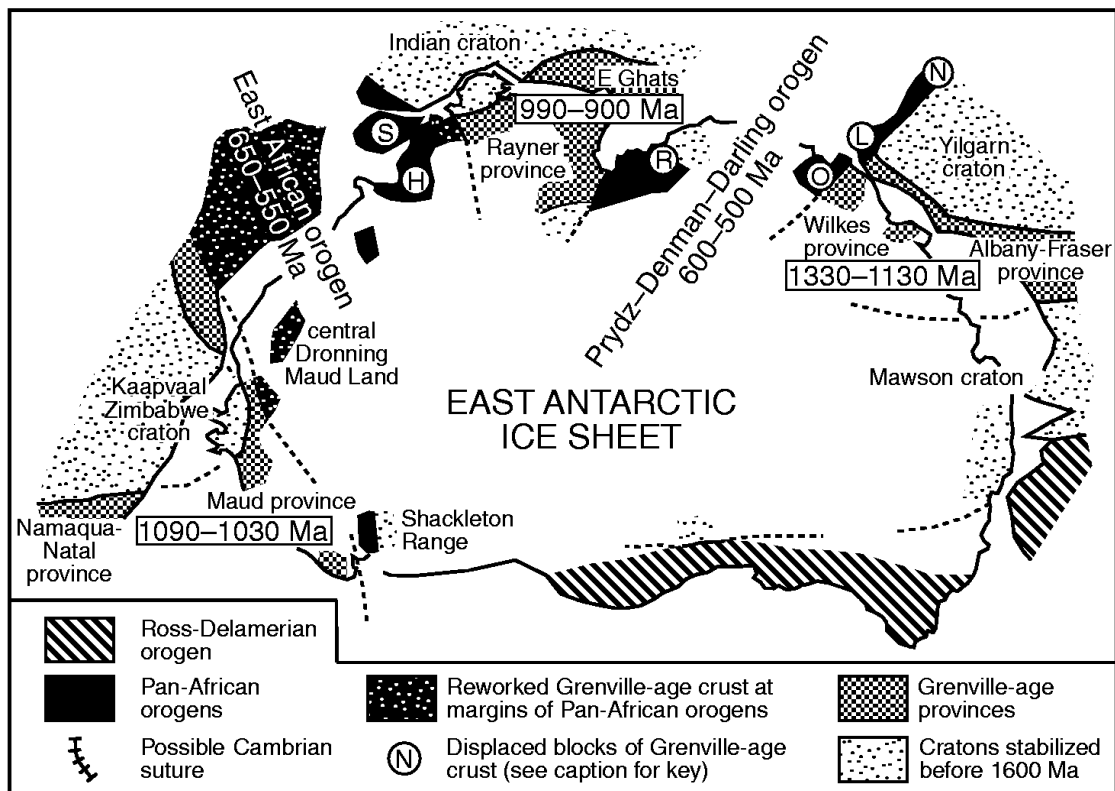


Abbildung 9-3: Paläogeografische Rekonstruktion von Ostgondwana um 500 Ma für das Neoproterozoikum mit Darstellung der Inkremente meso- bis neoproterozoischen Orogenesen (nach FITZSIMONS, 2000; O – Obruchev Hills / Denman Glacier; L – Leeuwin Block / Darling Mobile Belt; N – Northhampton Block; R – Rauer Group / Prydz Bay; S – Sri Lanka; H – Lützlow Holm Bay)

Nach BOGER ET AL. (2000) konnte im Bereich der nördlichen Prince Charles Mountains die granulit-fazielle Metamorphose für den Zeitraum 990 – 900 Ma, analog zu den EGMB datiert werden. Direkt mit der Angul-Domäne vergleichbar ist in den Nördlichen Prince Charles Mountains keine hochmetamorphe, panafrikanische Überprägung nachweisbar. Panafrikanische Aktivität äußert sich analog zum nördlichen Bereich der EGMB nur in diskreten Mylonitzonen bzw. dem Auftreten von Pseudotachyliten.

Äquivalente von panafrikanischen Granuliten der Prydz Bay (DIRKS & WILSON, 1995; CARSON ET AL., 1997; FITZSIMONS ET AL. 1997) wurden derzeit auf dem indischen Kraton noch nicht nachgewiesen. Ergebnisse von SIMMAT & RAITH (2000) bzw. DOBMEIER & RAITH (2000) deuten darauf hin, daß die panafrikanische Metamorphose im Bereich des Chilka-Lake-Komplexes wesentlich höhergradiger (500 – 600 °C) als im Bereich der Angul-Domäne war.

Modellvorstellungen, welche die sich ergebenden vertikalen Krustenversätze erklären, liegen bislang durch die ungenügende Datenlage nicht vor.

Nach der Abb. 9-3 aus FITZSIMONS (2000) stimmt jedoch das Streichen des postulierten Prydz-Denman-Darling-Orogens mit denen der untersuchten Pseudotachylite im Bereich der EGMB sowie der Prydz Bay (DIRKS & WILSON, 1997) überein. Die in BOGER ET AL. (2000) diskutierte Zuordnung der Pseudotachylite im Bereich der Prince Charles Mountains zu D4 um 900 Ma wird seitens des Autors auf Grundlage von rheologischen und strukturellen Aspekten als nicht plausibel eingeschätzt.

Die auf dem derzeitigen Kenntnisstand nachweisbare regionale Differenzierung des panafrikanischen Ereignisses kann für die EGMB noch nicht in ein konsistentes geotektonisches Modell umgesetzt werden. Es deutet sich jedoch an, daß strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen der peripheren, panafrikanischen Auswirkungen auf Krusteneinheiten ohne panafrikanische granulitfazielle Überprägung entscheidend sind. Somit sollte auf die kinematische und geochronologische Untersuchung diskreter Mylonitzonen und von Pseudotachyliten mehr Aufmerksamkeit gerichtet werden. Die vorliegende Arbeit verdeutlicht sowohl das Potential als auch systematische Problemfelder für die Untersuchung von Pseudotachyliten.

Derzeitige Diskussionen um die konkrete Konfiguration und Entwicklung von Rodinia betreffen u.a. Probleme des Zerfalls von Rodinia um 750 – 700 Ma. Für diesen Zeitraum liegen nur wenig konkrete Daten vor. Somit spielen basische Gänge, die kogenetisch mit dem Rifting auftreten, neben der Bestimmung der Paläoposition auch zur Charakterisierung des regionalen tektonischen Spannungsfeldes eine entscheidende Rolle. Auf dem indischen Kraton sind mit Ausnahme der Malani Rhyolite um 723 Ma (KLOOTWIJK, 1974, 1976) und der Harohalli-Dykes um 827 Ma (RADHAKRISHNA & MATHEW, 1996) keine weiteren neoproterozoischen Intrusionen bekannt. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Gänge bilden mit Alter um 792 Ma bzw. um 700 Ma somit eine Ergänzung des derzeitigen Kenntnisstandes. Die aus den paläomagnetischen Daten abgeleitete Paläoposition läßt Analogien zu den Untersuchungen von WINGATE & GIDDINGS (2000) erkennen. In Australien wurden durch WINGATE ET AL. (1998) der Gairdner Dyke Swarm mit 827 ± 6 Ma bzw. der Little Broken Hill Gabbro mit 827 ± 6 Ma datiert. Eine zweite Phase basaltischer Aktivität wird durch den Wundine Well Dyke Swarm repräsentiert, der durch WINGATE & GIDDINGS (2000) mit 755 ± 3 Ma datiert wurde. Durch die Anwendung der SHRIMP-Technik an magmatischen Baddeleyiten ist die Genauigkeit hoch.

Nach LI ET AL. (2000) wird, aufbauend auf geochronologischen und paläomagnetischen Ergebnissen basischer Gänge in Nordamerika (PARK ET AL, 1995; HARLAN ET AL, 1997), in Zusammenhang mit der Datierung (SHRIMP) von basischen Gängen (Guanxi) von 819 ± 9 Ma – 826 ± 10 Ma die Aktivität eines "mantle plume" initial zum Rodinia-Rifting um 750 Ma postuliert. In diesem Kontext könnten die Intrusion von Anorthositen im Bereich der EGMB (Simmat & Raith, 1998), von Alkalibasalten (Harohalli Dyke), Karbonatitintrusionen in Südindien (MÖLLER & SCHLEICHER, 2000) und möglicherweise von gering differenzierten Gängen um Sambalpur direkt mit der globalen Aktivität von "mantle plumes" als Auslöser des Rodiniazersfalls korrelieren bzw. von diesen getriggert werden.

Das subsequente Rifting von Rodinia könnte durch regionale Extensionsfelder die Intrusion von basischen Gängen um 750 - 700 Ma verursacht haben. Dafür spricht, daß die Orientierung des Wundine Well Dyke Swarm nahezu parallel dem Verlauf der Rodinia-Riftachse bzw. den Gängen der EGMB folgen. Somit wäre auch die höhere geochemische Differenzierung der basischen Gänge um 700 Ma zu erklären. Hinweise von MIKHALSKY ET AL. (1993) deuten auch im Bereich der nördlichen Prince Charles Mountains auf basische Gänge um 800 Ma hin. Es ist möglich, daß bei einer detaillierten Untersuchung der Newer Dolerite Dykes auch einige Gänge dieser magmatischen Phase zugeordnet werden können.

9.2.2 Mesozoische Entwicklung der Gondwana-Becken

Der Beginn der mesozoischen Beckenentwicklung wird durch eine gondwanaweite, glazigene Epoche eingeleitet. Im Bereich des Mahanadi-Rifts wurde im Zeitraum von 290 – 275 Ma die Talchir-Formation in einer lakustrin-glazigenen Fazies abgelagert. Während im Bereich des Mahanadi-Rifts dieses Ereignis keine unmittelbare Widerspiegelung im Fission-Track-Muster erfährt und somit keine signifikante Absenkung oder Hebung von differenzierten Krustenblöcken implizieren, deuten frühpaläozoische-AFT im CGGK auf eine Hochlage im Talchirzeitraum hin. Die weitverbreiteten Talchirrelikte weisen auf eine flächenhafte Verbreitung der Talchir-Vereisung und der damit verbundenen Sedimentation hin.

Im Unteren Perm war die Kollision im Herzynikum weitestgehend abgeschlossen und wurde im Oberen Perm durch eine weitere Extensionsphase abgelöst. Am Südrand von Westgondwana (Paläo-Pazifik) bildete sich auf der Linie Ellsworth Mountains-Karoo/Falkland-Chacco/Parana eine schiefwinklige Subduktionszone (VEEVERS, 1994). Die damit verbundene NE-SW Kompression bedingt als Ausgleichsbewegung eine sinistrale Transtension (VISSER & PRAEKELT, 1998) entlang der Transafrika-Scherzone (VEEVERS ET AL, 1994), die u.a. mit der Entstehung der afrikanischen Gondwana-Becken (WOPFNER, 1993) und der australischen Gondwana-Becken (HARRIS, 1994, SONG & CAWOOD, 2000) verbunden ist.

Die Sedimentation der Damuda-Gruppe im Bereich des Mahanadi-Riftes ist an eine durch sinistrale Transtension entlang der NOBF bedingte Subsidenz gebunden. Der Nachweis von E-W-Strukturen innerhalb der Damuda-Sedimente durch die Satelliteninterpretation, die im Aufschlußbefund syn-sedimentären Abschiebungen (MUKHOPADHYAY ET AL, 1984) zugeordnet werden können, und von sinistralen Schrägabschiebungen entlang von WNW-ESE bis NW-SE Strukturen belegt dieses Modell (Abb. 9-4). Die Karharbari-Formation weist mit einem „gravel bed“ im Liegenden der Formation auf initiale tektonische Impulse bzw. eine erhöhte Subsidenz hin. Die Veränderung der Abtragungsräume wird in einer signifikant veränderten Zusammensetzung der Schwermineralfraktion von Talchir- und Karharbari-/ Barakar-Formation (DAS & PANDYA, 1997) deutlich. Im weiteren Verlauf klangen die tektonischen Impulse ab und im oberen Bereich der Karharbari bzw. in der Barakar-Formation wurden mächtige Kohleflöze abgelagert. Durch die Lokalisierung der Subsidenz entlang der NOBF bildeten sich die typischen Halbgrabenstrukturen aus.

Gegenüber der Talchir-Formation, die durch eine möglicherweise lokale Tektonik bzw. dem Einfluß von präexistente Strukturen variable Ablagerungsrichtungen bzw. -räume (DAS & PANDYA, 1997) aufweist, stellte sich für die Damuda-Sedimentation ein der Beckenachse paralleles Fließregime (TEWARI & VEEVER, 1993) ein. Der Damudazeitraum (Karharbari-/Barakar-Formation) ist durch eine weiträumige, an Abschiebungen entlang der Hauptstrukturelemente gebundene Subsidenz gekennzeichnet. Für das Mahanadi-Rift ist anzunehmen, daß der Sedimentationsraum bis in den Bereich des Mahanadi-Lineament im Süden (Gondwana-Becken bei Phulbani) und die NOBF im Norden hinausreichte. Durch die weitgespannte Subsidenz ist nur eine geringe Beeinflussung der Spaltspurenverteilung an der Beckenbasis und eine für Riftentwicklung typische Hebung Riftschultern nachweisbar. Da auch keine signifikante Ausheilung der Apatite in den Sedimenten bzw. in dem die Sedimentbecken unterlagernden Basement vorliegt, kann die Sedimentmächtigkeit jedoch 1000 - 1500 m nicht überschritten haben. Diese Aussage stimmt gut mit ermittelter Vitritreflektanz (0,25 – 0,9 %, Mittel 0,42) von Steinkohlen aus dem IB- und Talchir-Becken, woraus nach Literaturangaben (SANYAL & SUBRAMIAN, 1979; VEEVER ET AL., 1996) ein Sedimentabtragung von 0,25 – 1,3 km abgeleitet wurde.

Der Bereich des Lambert-Riftes, wo im Unterperm keine Sedimentation nachweisbar ist (WEBB & FIELDING, 1993; MCLOUGHLIN & DRINNAN, 1997), war wahrscheinlich Abtragungsgebiet.

Der Zeitraum um 260 Ma wurde durch eine signifikante Veränderung der globalen tektonischen Bedingungen charakterisiert. Ausgehend vom Thetysbereich im Norden erfolgte im Naramada-Son-Rift eine marine Ingression, die sich im IB-River-Becken in den Barren Measures durch u.a. Phosphoritablagerungen widerspiegelt. Die Gondwanaabfolge im Talchir-Becken weist für diesen Zeitraum, wie auch dem Bereich der afrikanischen Gondwana-Becken (WOPFNER, 1993), eine sedimentäre Lücke auf, während im Lambert-Rift das Raddock-Konglomerat (MCLOUGHLIN & DRINNAN, 1997) abgelagert worden ist. Maßgeblich ist, daß die Paläoströmungsrichtung des Raddock-Konglomerates radial zur Achse des Lambert-Rift orientiert ist und somit auf eine schnelle Hebung der Riftschultern hindeutet (LISKER, 1999).

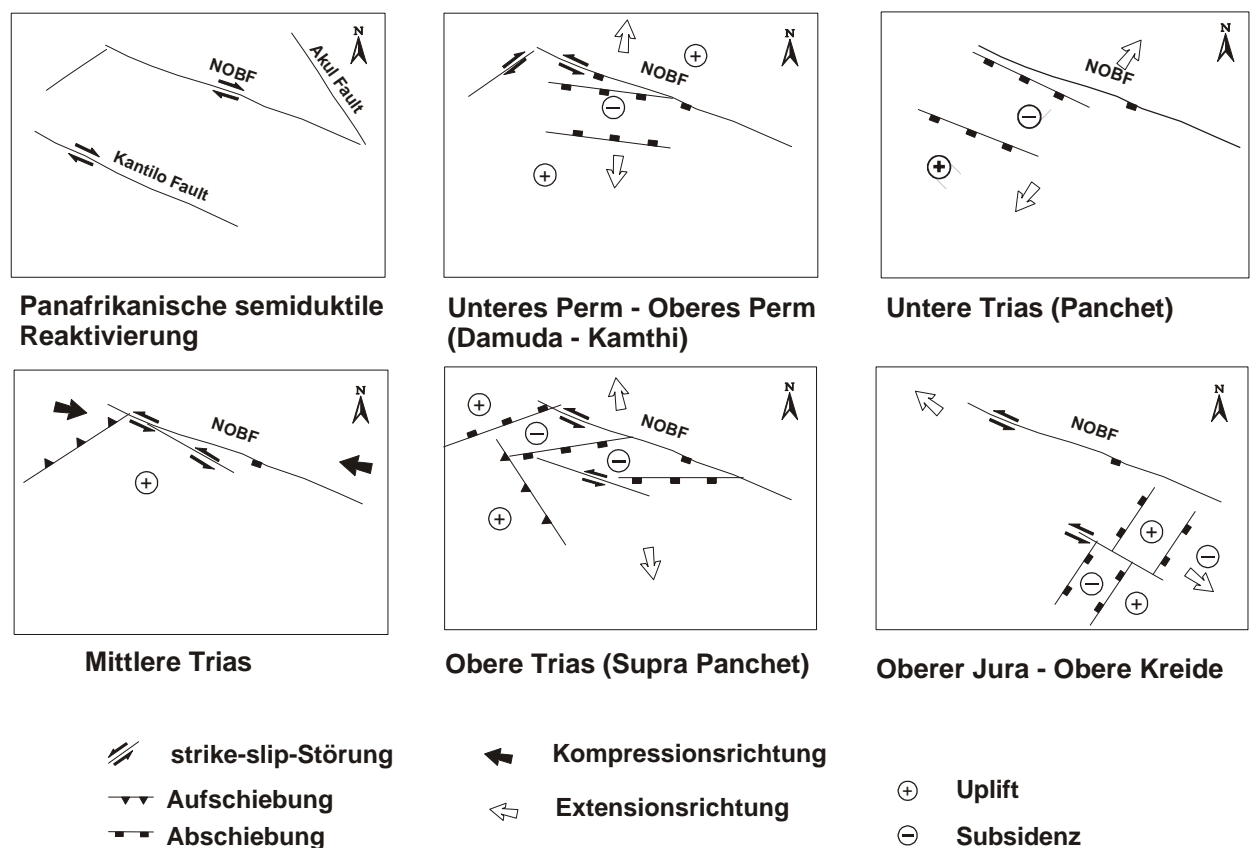


Abbildung 9-4: Zusammenfassung der tektonischen Randbedingungen für die strukturelle Entwicklung des Talchir-Beckens als synoptische Darstellung aus den Ergebnissen der Satellitenbildinterpretation, der Feldarbeiten, der Paläospannungsanalyse und der Ergebnisse der Fission-Track-Analyse

Die Raniganij-Formation zeigt bzgl der faziellen Ausbildung Analogien zur Karharbari-Formation, ist jedoch im Bereich des Talchir- bzw. des IB-River-Beckens im Gegensatz zum Lambert-Rift nicht kohleführend (TEWARI & CASSHYAP, 1996). Die Sedimentation war unter geänderten tektonischen Randbedingungen an Abschiebungen entlang NOBF-parallelen Strukturelemente gebunden. Die für die Damuda-Gruppe typischen E-W Strukturen sind nur noch untergeordnet im Strukturinventar sichtbar. Hebungen im Randbereich (AFT) führten zu einer Differenzierung des Sedimentationsraumes und zeigen typische Merkmale eines riftgebundenen Sedimentationsregimes.

Als Riftschulter könnten nach den Ergebnissen der AFT und der struktureologischen Ergebnisse die NOBF im NE und das Mahanadi-Lineament im SW angesehen werden. Die Paläoströmungsrichtungen weisen auf einen einheitlichen Sedimentationsraum Lambert-Rift (Bainmedart Coal Measures - MCLOUGHLIN & DRINNAN, 1997) und Mahanadi-Rift hin.

Äquivalente der magmatischen Aktivität im Lambert-Rift (vgl. SHERATON, 1980; HOFMANN, 1991) bzw. im Perth Basin (VEEVERS ET AL., 1994) treten im Mahanadi-Rift nicht auf. Während geophysikalische Untersuchungen der Krustenstrukturen (MISHRA ET AL., 1999) unterhalb des Lambert-Rift eine anormale Hochlage des Mantels („mantle upwelling“) zeigen, ist eine solche unterhalb des Mahanadi-Riftes nicht nachweisbar. Die Krustenmächtigkeit ist jedoch auf 30-34 km, gegenüber normaler Krustenmächtigkeit von ? 40 km bzw. 37-42 km im Bereich des Narmada-Son-Riftes (KAILA ET AL., 1987), ausgedünnt.

Die ausschließlich im Talchir-Becken nachgewiesene Panchet-Formation liegt konform auf der Raniganj-Formation (PAL ET AL., 1991) und zeigt typische Merkmale einer „red bed“-Sedimentation in ariden Klimabedingungen. Bedingt durch kretazische Becken-Inversion sind diese Sedimentfolgen im IB-Becken abgetragen worden. Als Äquivalent mit analogen tektonischen Randbedingungen wird im Lambert-Rift die Ritchi-Gruppe der Flagstone Bench Formation abgelagert (MCLOUGHLIN, LINDSTROEM & DRINNAN, 1997).

Zur überlagernden Supra-Panchet-Formation besteht eine Diskordanz mit einer Lücke in der mittleren Trias, die durch gondwanaweite Hebung (Veevers, 1991) hervorgerufen wird. Die sedimentologischen Daten und Ergebnisse tektonischen Analyse belegen eine sukzessive Differenzierung des Sedimentationsraumes durch die Aktivierung von NE-SW Strukturen (z.B. Rairakhol-Lineament, Dhenkanal-Hindol-Lineament) zwischen dem Talchir-Becken und dem IB-River-Becken einerseits und den reliktsch vorhandenen Außenbecken andererseits.

Eine erneute Extensionsphase in der Oberen Trias bewirkte die lokale Sedimentation der Supra-Panchets in einem auf das Talchir-Becken beschränkten Sedimentationsraum. Im Bereich des Talchir-Beckens ist die Sedimentation der Supra Panchet an sinistrale Schrägabschiebungen entlang von E-W Strukturen gebunden. Analog zum Lambert-Rift (Jetty Member) (CANTRILL, DRINNAN & WEBB, 1995) ist ein Umschlag zu humiden Klimabedingungen nachweisbar. Die Paläoströmungsrichtungen weichen mit N-NNW (TEWARI & CASSHYAP, 1996) von der generellen Beckenachse ab und bestätigen zusammen mit proximaler Fazies (Gerölle, Konglomerate) die Differenzierung des Sedimentationsraumes

An der Grenze Jura/Kreide setzen gondwanaweit magmatische Aktivitäten ein (Rajmahal Traps, Syhlet Traps, Ferrar Dolerite, Alkaliintrusionen im Lambert-Rift, etc.), die durch eine erhöhte Manteldynamik (Aktivität des Kerguelen-Hot-Spot) als Vorläufer des beginnenden Gondwanazerfalls auftreten. Das Basementniveau im Umfeld des Mahanadi-Rift befindet sich für diesem Zeitraum schon oberhalb der PAZ. Die an das Rifting gebundene Hebungen (maximal 500 – 1000 m) sind somit nicht mehr in den AFT sichtbar. Entlang von Hauptlineamenten (NOBF, Mahanadi-Lineament, Dhenkanal-Hindol-Lineament) spiegeln jüngste AFT-Einzelalter um 80 - 120 Ma tektonische und hydrothermale Aktivität in zeitlicher Übereinstimmung mit magmatischer Aktivität wider.

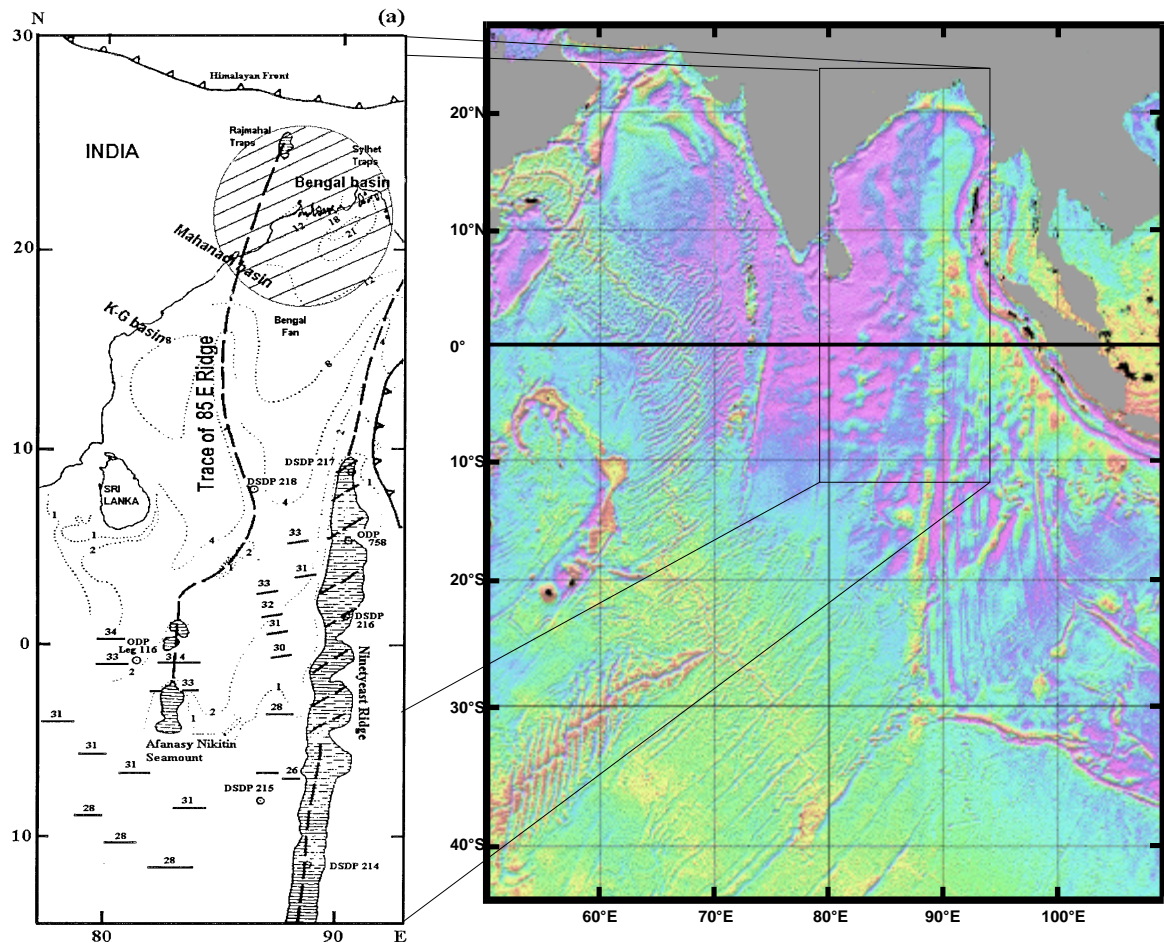


Abbildung 9-5: Darstellung von alternativen Kerguelen-Hot-Spot-Tracks über das 90°E-Ridge (a) nach KENT (1996) bzw. dem 85°E-Ridge nach SUBRAHMANYAM ET AL. (1999), Kartendarstellung der Gravitationsanomalien der ozeanischen Krusten im Indik (b) nach SANDWELL & SMITH (1997)

Die Ablagerung der Athgarh-Formation, die Paläoströmungsrichtungen nach SE aufweisen, ist Ausdruck der veränderten Paläomorphologie durch die Hebung der Riftschultern. Der Breakup-Prozess ist vor allem mit einer Aktivierung von NE-SE Strukturen als Abschiebungen verbunden. Dieses spiegelt sich primär im Kluftsystem und den Anomalien des Entwässerungssystems wider. Präexistente NW-SE-Strukturen werden zumeist als strike-slip Transferstörungen aktiviert.

Im Bereich des Mahanadi-Rift sind im Zeitraum um 120 Ma (Naraj-Dyke) nur vereinzelte magmatische Aktivitäten nachweisbar, welche zeitlich und hinsichtlich der geochemischen Signaturen jedoch direkt mit den Rajmahal Traps, den Syhlet Traps und den alkalibasaltischen – ultrabasischen Intrusionen des Damodar Valley korrelieren. Der Bereich des Lambert-Riftes wird für diesen Zeitraum durch intensive magmatische Aktivität mit Intrusionen von Alkalibasalten bis Ultrabasalten (MIKHALSKY & ANDRONIKOV, 1993) gekennzeichnet.

Die Effusion von Basalten und basaltischen Andesiten im Mahanadi-Offshore-Bereich im Zeitraum um 107 Ma ist direkt mit dem Aufbruch zwischen Indien und Antarktika verbunden. Diese magmatische Aktivität könnte mit der des Prydz-Bay-Komplexes (Ostantarktika) verglichen werden. Die weitere Aktivität des „mantle plume“ wird aus der Bildung von ozeanischen Vulkanketten deutlich (Abb. 9-5).

10. Literaturverzeichnis

- ACHARYA,S.; SINGH,P.; DAS,B.K. (1989): On stratigraphy and tectonic evolution of Iron Ore Super Group rocks of eastern India. International Geological Congress, Abstracts, Vol. 28 (1), pp. 8-9.
- ADE-HALL,J.M.; KHAN,M.A.; WILSON,R.L. (1968): A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single tertiary lava flow from Skye, Scotland-I, Titanium Oxide petrology. Geoph. J. R. Astron. Soc Vol. 16 (B5), pp. 375-388.
- ADE-HALL,J.M.; PALMER,H.C.; HUBBARD,T.P. (1971): The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. Geoph. J. R. Astron. Soc Vol. 24, pp. 137-174.
- ADYALKAR,P.G. (1961): On gravel deposits from Athgarh, Cuttack district, Orissa. Indian Sci. Cong., 48th, Pr., pt Vol. 3, p. 191.
- AFTALION,M.; BOWES,D.R.; ET AL. (1988): Late Proterozoic charnockites in Orissa, India; a U-Pb and Rb-Sr isotopic study. J. Geol Vol. 96 (6), pp. 663-676.
- AGARWAL,J.K.; RAMA (1976): Chronology of mesozoic volcanics of India. Pr. Ind. Acad. Sci., Sec. A, Vol. 84, pp. 157-179.
- AHMAD,F. (1960): The Gondwana basin of sedimentation in India. Rec. Geol. Surv. Ind Vol. 86 (3), pp. 523-538.
- AHMAD,F.; AHMAD,Z.S. (1979): Tectonic framework of the Gondwana basins of peninsular India. International-Gondwana-Symposium. (4 Vol. II). p. 720-733. 48 Refs. (4th Gondwana symposium, Calcutta, Jan. 1977)
- AKIMOTO,S.; KATSURA,T.; YOSHIDA,M. (1957): Magnetic properties of the Fe₂TiO₄ - Fe₃O₄ system and their change with oxidation. J. Geomag. Geoelektr Vol. 9, pp. 165-178.
- ANDRONIKOV,A.V.; BELYATSKY,B.V. (1995): Implication of Sm-Nd Isotopic systematics to the events recorded in the mantle-derived xenoliths from Jetty Peninsular, East Antarctica. Terra Ant. Vol. 2 (2), pp. 103-110.
- ANDRONIKOV,A.,V; EGOROV,L.S. (1993): Mesozoic alkaline-ultrabasic magmatism of Jetty Peninsular. In: Gondwana Eight. (Eds: FINDLAY,R.H.; UNRUG,R.; et al.) A.A. Balkema, Rotterdam, 547-557.
- ANGELIER,J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics Vol. 56, pp. T17-T26.
- ANGELIER,J. (1990): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International Vol. 103, pp. 363-376.
- ANONYMOUS (1982): Exploration of diamond. Ind. Min. Vol. 36 (4), pp. 13-18.
- ARCHARYA,B.C.; DASH,B. (1984): Graphite in Eastern Ghats Precambrian migmatites, Orissa, India. Trans. Roy. Soc. Edinb Vol. 75, pp. 391-406.
- ARNE,D.C. (1994): Phanerozoic exhumation history of northern Prince Charles Mountains (East Antarctica), Antarctic Science Vol. 6 (1), pp. 69-84.
- ATHAVALA,R.N.; BHALLA,M.S.; MITAL,G.S. (1970): Palaeomagnetism and drift of the Indian Peninsula. in Upper Mantle Project Symposium. Natl. Geophys. Res. Inst. (Hyderabad), Bull. Vol. 8, No. 3-4, pp. 73-86
- ATHAVALA,R.N.; HANSRAJ,A.; VERMA,R.K. (1972): Palaeomagnetism and Age of Bhandar and Rewa Sandstones from India. R. Astron. Soc., Geophys. JVol. 28, No. 5, pp. 499-509
- ATHAVALA,R.N.; VERMA,R.K. (1970): Palaeomagnetic results on Gondwana dykes from the Damodar valley coal-fields and their bearing on the sequence of Mesozoic igneous activity in India. Geoph. J. R. Astron. Soc Vol. 20 (3), pp. 303-316.
- BAER,G.; BEYTH,M. (1990): A mechanism of dyke segmentation in fractured host rock. In: Mafic dykes and emplacement mechanism. (Eds: PARKER,A.J.; RICKWOOD,P.C.; TUCKER,D.H.) Balkema, Rotterdam, 3-11.
- BAGATI,T.N. (1991): Evolution of the Thetyan Sedimentary Basin in the Western Himalaya. In: Sedimentary basins of India; tectonic context. (Eds: TANDON,S.K.; ET AL.) University of Delhi, pp. 218-235.
- BAKSI,A.K. (1986): Episodic Early-Cretaceous flood basalt volcanism in eastern India; evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar incremental heating studies. Anonymous. AGU 1986 fall meeting and ASLO winter meeting. Eos,-Transactions,-American-Geophysical-Union. 67. (44). p. 1249.

- BAKSI, A.K. (1994): Geochronological studies on whole-rock basalts, Deccan Traps, India; evaluation of the timing of volcanism relative to the K-T boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 121 (1-2), pp. 43-56.
- BAKSI, A.K.; BARMAN, T.R.; FARRAR, E. (1987): Widespread early cretaceous flood basalt volcanism in eastern India: geochemical data from the Rajmahal-Bengal-Sylhet Traps. *Chem. Geol.* Vol. 63, pp. 133-141.
- BAKSI, A.K.; BARMAN, T.R.; PAUL, D.K. (1992): Petrogenetic observations on Early Cretaceous flood basalts from the Rajmahal-Bengal-Sylhet Traps. In: *Mesozoic Magmatism of the Eastern Margin of India*. (Ed: GHOSE, N.C.) Patna University, India, pp. 15-16.
- BAKSI, A.K.; RAYBARMAN, T.; ET AL. (1991): Geochronologic and geochemical data for the Rajmahal-traps; implications for a genetic link to the Kerguelen hotspot. *Am. Geophys. Union Trans.* Vol. 71 (17), p. 300.
- BAKSI, A.K. (1995): Petrogenesis and timing of volcanism in Rajmahal flood basalt province, northeastern India, *Chem. Geol.* Vol. 121, pp. 73-90.
- BALASUBRAHMANYAN, M.N. (1975): The age of the dykes of South Kanara, Mysore State. Anonymous. *Precambrian geology of the Peninsular Shield; Part 1. India, -Geol.-Surv., -Misc.-Publ.* (23). pp. 236-239. 6 Refs. (*Precambrian geology of the Peninsular Shield*, Calcutta, Oct. 29-31, 1971)
- BALASUBRAHMANYAN, M.N.; SNELLING, N.J. (1981): Extraneous argon in lavas and dykes of the Deccan volcanic province. *Mem. Geol. Soc. India* Vol. 3, pp. 259-264.
- BALDWIN, S.L.; HARRISON, T.M.; FITZ GERALD, J.D. (1990): The diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende. *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 105, pp. 691-703.
- BANERJEE, P.K.; GHOSE, N.C.; ET AL. (1996): Petrography, geomagnetism and rare-earth element abundance of the Rajahnundry lavas, eastern India. *J. South East A. Earth Sci.* Vol. 13 (2), pp. 139-143.
- BANERJEE, P.K.; MAHAHUD, S.P.; ET AL. (1987): On the northern margin of the Eastern Ghats in Orissa. *Rec. Geol. Surv. Ind.* Vol. 118 (2), pp. 1-8.
- BANERJI, A.K. (1991): Geology of the Chhotanagpur region. *Ind. J. Geol.* Vol. 63 (4), pp. 275-282.
- BANERJI, P.K. (1982): The khondalites of Orissa- a case history of confusing terminology. *J. Geol. Soc. India* Vol. 23, pp. 155-159.
- BANERJI, P.K. (1983): A morphotectonic classification of laterite and iron stone covered basements in Gondwanaland; a case study from Orissa, India. In: *Lateritisation processes; proceedings of the II international seminar on lateritisation processes*. (Eds: MELFI, A.J.; CARVALHO, A.) Univ. Sao Paulo, Inst. Astron. e Geofis., Sao Paulo, pp. 371-400.
- BANERJI, P.K.; MAHAHUD, S.P.; ET AL. (1987): On the northern margin of the Eastern Ghats in Orissa. *Rec. Geol. Surv. Ind.* Vol. 118 (Suppl. 2), pp. 1-8.
- BANKWITZ, P. (1978): Über Klüfte: Teil IV: Aspekte einer bruchphysikalischen Interpretation geologischer Rupturen. *Z. f. Geol. Wiss.* Vol. 6, pp. 301-311.
- BANKWITZ, P. (1984): Die Symmetrie von Kluftoberflächen und ihre Nutzung für eine Paläospannungsanalyse. *Z. f. Geol. Wiss.* Vol. 12, pp. 305-334.
- BAUER, C. (1994): Digitale Bildverarbeitung von großräumigen Satellitenbild-Verbänden: Mosaikbildung, multispektrale Analyse und Klassifizierung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe D Band 6*. Fachbereich Geowissenschaften, Berlin. 97 p.
- BERGER, Z. (1998): *Satellite Hydrocarbon Exploration*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. 319 p.
- BHATTACHARYA, S. (1997): Evolution of Eastern Ghats granulite belt of India in a compressional tectonic regime and juxtaposition against the Iron Ore Craton of Singhbhum by oblique collision-transpression. *Pr. Ind. Acad. Sci., Sec. A* Vol. 106 (3), pp. 65-75.
- BHATTACHARYA, S.; SEN, S.K.; ACHARYA, A. (1994): The structural setting of the Chilka Lake granulite-migmatite-anorthosite suite with emphasis of the time relation of charnockites. *Prec. Res.* Vol. 66 (1-4), pp. 393-409.
- BHATTACHARYA, D.S.; GHOSAL, A.; KANT, V.R. (1990): Chhotanagpur granite gneiss in relation to the schistose rocks around Murhu, Ranchi District, Bihar; a structural approach, *Natl. Acad. Sci. India Pr. sec. B.* Vol. 99 (2) (Special issue on structure and tectonics; the Indian scene, Eds: NAHA, K.; GHOSH, S.K.; MUKHOPADHYAY, D.), pp. 269-277.

- BHATTACHARYYA, D.S. (1992): Early Proterozoic metallogeny, tectonics and geochronology of the Singhbhum Cu-U belt, eastern India. *Prec. Res. Vol.* 58 (1-4), pp. 71-83.
- BHATTACHARYYA, D.S.; SANYAL, P. (1988): The Singhbhum Orogen; its structure and stratigraphy. In: *Precambrian of the eastern Indian Shield. Memoir of the Geological Society of India* ed. Vol. 8. (Ed: MUKHOPADHYAY, D.) Geological Society of India, Bangalore, pp. 85-111.
- BINDU, R.S.; YOSHIDA, M.; SANTOSH, M. (1998): Multiple metamorphism in Eastern Ghat Granulite Belt: evidence from electron microprobe monazite ages. *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneswar* Vol. 1998, pp. 123-125.
- BISWAL, T.K. (1998): Fold-thrust belt geometry of the Eastern Ghats Mobile Belt: a study from a western terrane boundary shear zone. *J. African Earth Sci. Middle East* Vol. 120, p. 27.
- BLACKBURN, W.H.; SRIVASTAVA, D.C. (1994): Geochemistry and tectonic significance of the Ongarbira metavolcanic rocks, Singhbhum District, India. *Prec. Res. Vol.* 67 (3-4), pp. 181-206.
- BOGER, S.D.; CARSON, C.J.; ET AL. (2000): Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica; evidence for a single protracted orogenic event, *Prec. Res. Vol.* 104 (1-2), pp. 1-24.
- BORG, S.G.; DEPAOLO, D.J. (1992): Erratum; A tectonic model of the Antarctic Gondwana margin with implications for southeastern Australia; isotopic and geochemical evidence. *Tectonophysics* Vol. 202 (1), p. 96.
- BOTT, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique faulting. *Geol. Mag* Vol. 9, pp. 109-117.
- BOTT, M.H.P. (1992): Modeling the loading stresses associated with active continental rift system. *Tectonophysics* Vol. 215, pp. 99-115.
- BOWES, D.R.; DASH, B. (1992): Geochemistry, original nature and geotectonic significance of two-pyroxene mafic granulites in the high-grade crystalline complex of Orissa. In: *The Archaen, terrains, processes and metallogeny. The University of Western Australia Publication* ed. Vol. 22. (Eds: GLOVER, J.E.; HO, S.E.) Geology Department, Sydney, pp. 153-159.
- BRAUN, I.; RATH, M.; KUMAR, G.R.R. (1996): Dehydration-melting Phenomena in Leptynitic Gneisses and the generation of leucogranites: a case study from the Kerala Khondalite Belt, Southern India. *J. Petrol.* Vol. 37 (6), pp. 1285-1305.
- BUTLER, R.F. (1992): *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 319 p.
- CAMPBELL, M.R. (1896): Drainage modifications and their interpretation. *J. Geol.* Vol. 4, pp. 567-581.
- CANTRILL, D.J.; DRINNAN, A.N.; WEBB, J.A. (1995): Late Triassic plant fossils from the Prince Charles Mountains, East Antarctica, *Antarctic Science* Vol. 7 (1), pp. 51-62.
- CARSON, C.J.; POWELL, R.; ET AL. (1997): Partial melting during tectonic exhumation of a granulite terrane: an example from the Larsemann Hills, East Antarctica. *J. Met. Geol.* Vol. 15 (1), pp. 105-126.
- CASSHYAP, S.M.; SRIVASTAVA, V.K. (1987): Glacial and proglacial Talchir sedimentation in Son-Mahanadi Gondwana Basin; paleogeographic reconstruction. In: *Gondwana Six; Stratigraphy, sedimentology, and paleontology. Geophysical Monograph* ed. Vol. 41. (Ed: MCKENZIE, G.D.) American Geophysical Union, Washington, pp. 167-182.
- CASSHYAP, S.M.; TEWARI, R.C. (1984): Fluvial models of the Lower Permian coal measures of Son-Mahanadi and Koel-Damodar valley basins, India. *Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentol.* Vol. 7, pp. 121-147.
- CASSHYAP, S.M.; TEWARI, R.C.; KHAN, Z.A. (1988): Interrelationships of stratigraphic and lithologic variables in Permian fluvial Gondwana coal measures of eastern India. *Recent Res. Geol.* Vol. 12, pp. 111-125.
- CHAKRABORTY, U. (1989): Large scale geological mapping (on 1:31,680) in western part of Talchir Coalfield, Dhenkanal District, Orissa. *Rec. Geol. Surv. Ind.* Vol. 122 (2), pp. 108-109.
- CHERY, J.; LUCAZEAU, F.; ET AL. (1992): Large uplifts of rift flanks: a genetic link with lithospheric rigidity. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 112, pp. 195-211.
- CHETTY, T.R.K.; MURTHY, D.S.N. (1991): Major ductile shear zones in Eastern Ghat Granulite Terrane: Structural and Tectonic interpretations from Landsat TM data. In: *First International Seminar & Exhibition on "Exploration Geophysics in Nineteen Nineties"*. Vol. 1., pp. 53-60.

- CHETTY, T.R.K.; MURTHY, D.S.N. (1994): Collision tectonics in the late Precambrian Eastern Ghats Mobile Belt; mesoscopic to satellite-scale structural observations. *Terra Nova* Vol. 6 (1), pp. 72-81.
- CHETTY, T.R.K. (1995): Strike-slip tectonics and the evolution of Gondwana basins of eastern India. In: *Proceedings of the 9th International Gondwana symposium.*, Geological Survey of India, Hyderabad, pp. 780-799.
- CLARK, D.J.; HENSEN, B.J.; KINNY, P.D. (2000): Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany-Fraser Orogen, Western Australia, *Prec. Res.* Vol. 102 (1-2), pp. 155-183.
- CLARKE, G.L.; NORMAN, A.R. (1993): Generation of pseudotachylite under granulite facies conditions, and its preservation during cooling. *J. Met. Geol.* Vol. 11 (3), pp. 319-335.
- COBBOLD, P.R.; QUINQUIS, H. (1980): Development of shear folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* Vol. 2 (1-2), pp. 119-126.
- COLEMAN, P.J.; MICHAEL, P.J.; MUTTER, J.C. (1982): The origin of the Naturaliste Plateau, SE Indian Ocean. *J. Geol. Soc. Aust.* Vol. 29, pp. 457-468.
- CONDIE, K.C. (1997): Source of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Prec. Res.* Vol. 81, pp. 3-14.
- CONDIE, K.C. (1998): Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?, *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 163, pp. 97-108.
- COOPER, A.K.; STAGG, H.; GEIST, E. (1991): Seismic stratigraphy and structure of Prydz Bay, Antarctica; implications from Leg 119 drilling. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Vol. 119, pp. 5-25.
- CROWELL, J.C. (1979): Problems concerning the late paleozoic Glaciation of Gondwanaland. In: *International Gondwana Symposium*. 4th ed. Vol. 1. (Eds: LASKAR, B.; RAJA RAO, C.S.) Hindustan Publication, Calcutta, pp. 347-352.
- CURRAY, J.R.; MUNASINGHE, T. (1992): Origin of the Rajmahal Traps and the 85 degrees E Ridge; preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot: Reply. *Geol.* Vol. 20 (10), pp. 958-959.
- DALRYMPLE, G.B.; LANPHERE, M.A. (1969): Potassium-argon dating. Freeman, San Francisco. 367 p.
- DALZIEL, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair; evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geol.* Vol. 19 (6), pp. 598-601.
- DALZIEL, I.W.D. (1995): Earth before Pangea, *Sci. Am.* Vol. 1, pp. 38-43.
- DALZIEL, I.W.D.; LAWVER, L.A.; MURPHY, J.B. (2000): Plumes, orogenesis and supercontinent fragmentation, *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 178, pp. 1-11.
- DALZIEL, I.W.D.; MOSHER, S.; GAHAGAN, L.M. (2000): Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia, *J. Geol.* Vol. 108, pp. 499-513.
- DAS, D.P.; KUNDU, A.; ET AL. (1992): Lithostratigraphy and sedimentation of Chattisgarh Basin. *Ind. Min.* Vol. 46 (3-4), pp. 271-288.
- DAS, N.; ROYBURMAN, K.J.; ET AL. (1990): Sonakhan Schist Belt - a precambrian granite greenstone belt. In: *Precambrian of Central India*. (Ed: DHOUNDIAL, D.P.) (Special Publication Series of the Geological Survey, 28.) Geological Survey of India, Nagpur, pp. 118-132.
- DAS, R.; PANDYA, K.L. (1997): Paleocurrent pattern and provenance of part of Gondwana succession Talchir Basin, Orissa. *J. Geol. Soc. India* Vol. 50 (4), pp. 425-433.
- DASGUPTA, S.; EHL, J.; ET AL. (1997): Mid-crustal contact metamorphism around the Chimakurthy mafic-ultramafic complex, Eastern Ghats Belt, India. *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 129, pp. 182-197.
- DASGUPTA, S.; SANYAL, S.; ET AL. (1994): Petrology of Granulites from Anakapalle - evidence for proterozoic decompression in the Eastern Ghats, India. *J. Petrol.* Vol. 35 (2), pp. 433-459.
- DASH, B. (1976): On the structure and lithology of the Eastern Ghats group in parts of Orissa. *J. Geol. Soc. India* Vol. 17, p. 156.
- DASH, B.; SAHU, K.N.; BOWES, D.R. (1987): Geochemistry and original nature of Precambrian khondalites in the Eastern Ghats, Orissa, India. *Trans. Roy. Soc. Edinb.* Vol. 78 (2), pp. 115-127.
- DAWSON, E.M.; HARGRAVES, R.B. (1994): Paleomagnetism of Precambrian dike swarms in the Harohalli area, south of Bangalore, India. *Prec. Res.* Vol. 69 (1-4), pp. 157-167.

- DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. (1991): Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics* Vol. 194, pp. 237-263.
- DEFFONTAINES, B.; CHOTIN, P.; ET AL. (1992): Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. *Geol. Rund.* Vol. 81 (1), pp. 199-210.
- DEFFONTAINES, B.; LACOMBE, O.; ET AL. (1997): Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. *Tectonophysics* Vol. 274, pp. 61-82.
- DEPAOLO, D.J. (1988): Neodymium Isotope Geochemistry. Springer Verlag, Berlin. 187 p.
- DEPAOLO, D.J.; MANTON, W.I.; ET AL. (1982): Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Nature* Vol. 298 (5875), pp. 614-618.
- DEPAOLO, D.J.; WASSERBURG, G.J. (1976): Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geoph. Res. Lett* Vol. 3, pp. 249-252.
- DESHPANDE, G.G.; MOHABEY, N.K.; DESHPANDE, M.S. (1990): Petrography and tectonic settings of Dongargarh Volcanics. In: Workshop on Precambrian of Central India. (Ed: DHOUNDIAL, D.P.) Geological Survey of India, Nagpur, pp. 260-286.
- DESSAI, A.G. (1987): Geochemistry and petrology of xenolith-bearing lamprophyres from Murud-Janjira, Raigarh District, Maharashtra, India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 30 (1), pp. 61-71.
- DESSAI, A.G. (1994): Magma fractionation and mixing in nephelinite plug associated with Deccan magmatism at Murud-Janjira, south of Bombay, India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 43 (5), pp. 493-509.
- DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. (1970): Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents, Permian to present. *J. Geoph. Res* Vol. 75, pp. 4939-4966.
- DIRKS, P.G.H.M.; WILSON, C.J.L. (1995): Crustal evolution of the East Antarctic mobile belt in Prydz Bay: continental collision at 500 Ma. *Prec. Res* Vol. 75, pp. 189-207.
- DIRKS, P.H.G.M.; CARSON, C.J.; WILSON, C.J.L. (1993): The deformational history of the Larsemann Hills, Prydz Bay; the importance of Pan-African (500 Ma) in East Antarctica. *Antarctic Science* Vol. 5 (2), pp. 179-192.
- DOBMEIER, C.; RATH, M. (2000): On the origin of arrested charnockitization in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt, India, a reappraisal; *Geological Magazine*, Vol. 137, pp. 27-37
- DODSON, M.H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 40 (1-4), pp. 259-274.
- DRURY, S.A. (1984): A Proterozoic intracratonic basin, dyke swarms and thermal evolution in South India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 25 (7), pp. 437-444.
- DRURY, S.A. (1986): Image Interpretation in Geology. Allen & Unwin, London. 243 p.
- DUNCAN, R.A. (1978): Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the eastern Indian Ocean. *J. Volcanol. Geothermal Res* Vol. 4 (3-4), pp. 283-305.
- DUNLOP, D.J. (1983): Determination of domain structure in igneous rocks by alternating field and other methods. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 63, pp. 353-367.
- FACHMANN, S.; CHETTY, T.R.K.; LISKER, F. (1997): Structures and Evolution around the Mahanadi Rift, Orissa India. In: Joachim-Hofmann-Festschrift. Freiberg Forschungsheft ed. Vol. C 470. (Ed: STANEK, K.P.) TU Bergakademie Freiberg, Freiberg, 19-33.
- FACHMANN, S.; HOFMANN, J. (1998): Charakterisierung von spröde-duktilen Deformationsereignissen durch Felduntersuchungen und Laser $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierung von Pseudotachyliten am Beispiel der nördlichen Eastern Ghats Mobile Belt (Indien). In: 7. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallineologie. Freiberg Forschungsheft ed. Vol. C 471. (Ed: KRONER, U.) TU Bergakademie Freiberg, pp. 68-70.
- FACHMANN, S.; HOFMANN, J.; ET AL. (1997): New results on the structural evolution of the Mahanadi Rift (NE India) as a fragment of an intragondwanian East Antarctic - Indian Rift System. In: Proceedings of the 9th Conference of European Union of Geoscience, Strasbourg. Terra Nova ed. Vol. 9. (Ed: ANONYMOUS) Cambridge Publications, Cambridge, p. 167.
- FACHMANN, S.; EHLE, H.; ET AL. (2000): Strukturentwicklung des Mahanadi-Riftes (Ostindien) im Gesamtbild einer intragondwanischen Riftstruktur. Bericht zum DFG-Projekt, TU Bergakademie, Freiberg (unveröffentlicht). 207 p.

- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York. 453 p.
- FEDOROV, L.F.; HOFMANN, J.; RAVICH, M.G. (1977): Ein Vergleich des geologischen Baues Südostindiens einschließlich Sri Lankas und der Ostantarktis. Z. f. Geol. Wiss Vol. 5 (11/12), pp. 1319-1336.
- FEDOROV, L.V.; HOFMANN, J. (1982): Structural development of Precambrian rocks in the mountain fringe of Lambert Glacier and the southern part of the Prince Charles Mountains, East Antarctica. Craddock, Campbell. Antarctic geoscience. Univ. Wis., Dep. Geol. Geophys., Madison, WI, United-States. International-Union-of-Geological-Sciences.-Series-B. 4. p. 522.
- FEDOROV, L.V.; RAVICH, M.G.; HOFMANN, J. (1982): Geologic comparison of southeastern peninsular India and Sri Lanka with a part of East Antarctica (Enderby Land, MacRobertson Land, and Princess Elizabeth Land). Int. Union Geol. Sci. Vol. 4, pp. 73-78.
- FITTON, J.G.; DUNLOP, H.M.; LEEMAN, W.P. (1991): Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time, J. Geoph. Res Vol. 96, pp. 13693-13711.
- FITZSIMONS, I.C.W.; KINNY, P.D.; HARLEY, S.L. (1997): Two stages of zircon and monazite growth in anatectic leucogneiss: SHRIMP constrains on the duration and intensity of Pan-African metamorphism in Prydz Bay, East Antarctica, Terra Nova Vol.9 (1), pp. 42-46.
- FITZSIMONS, I.C.W.; THOST, D.E. (1992): Geological relationships in high-grade basement gneiss of the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica, Austr. J. Earth Sci Vol.39 (2), pp. 173-193.
- FITZSIMONS, I.C.W. (2000): Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collision orogens, Geol. Vol.28 (10), pp. 879-882.
- FOX, C.S. (1930): The Jharia Coalfield. Memoirs of the Geological Survey of India ed. Vol. 70. Geological Survey of India, Calcutta. 255 p.
- FOX, C.S. (1934): Lower Gondwana Coalfields of India. Memoirs of the Geological Survey of India ed. Vol. 59. Geological Survey of India, Calcutta. 435 p.
- FULORIA, R.C. (1993): Geology and hydrocarbon prospects of Mahanadi Basin, India. In: Proceedings on the second seminar on Petroliferous Basins of India. Vol. 1. (Eds: BISWAS, S.K. et al.) Indian Petroleum Publishers, Dehra Dun, pp. 355-369.
- GEE, E.R. (1932): Geology and Coal resources of Raniganj. Memoirs of the Geological Survey of India ed. Vol. 61. Geological Survey of India, Calcutta. 343 p.
- GHOSE, N.C. (1983): Geology, tectonics and evolution of the Chhotanagpur Granite-Gneiss Complex, Eastern India. In: Structure and tectonics of Precambrian of India. Recent Researches in geology ed. Vol. 10. (Ed: SINHA-ROY, S.) Hind. Publ. Corp., Delhi, pp. 211-247.
- GHOSE, N.C.; SHIMAKIN, B.M.; SMIRNOV, V.N. (1973): Some geochronological observations on the Precambrians of Chhotanagpur, Bihar, India. Geol. Mag Vol. 110 (5), pp. 477-482.
- GHOSH, D.K. (1988): Recognition of Karharbari Formation in Gondwana succession near Raigarh and its significance on lower Gondwana stratigraphy of Mahanadi Basin. J. Palaeont. Soc. Ind Vol. 33, pp. 91-95.
- GHOSH, P.K.; BASU, A. (1969): A note on the Archaen-Talchir faulted contact near Manhari, Sidhi-District. Geol. Min. Metall. Soc. India Q. J. Vol. 40, pp. 115-116.
- GHOSH, S.K.; SENGUPTA, S. (1990): Singhbhum shear zone; structural transition and a kinematic model. Natl. Acad. Sci. India Pr. sec. B. Vol. 99 (2) (Special issue on structure and tectonics; the Indian scene, Eds: NAHA, K.; GHOSH, S.K.; MUKHOPADHYAY, D.), pp. 229-247.
- GOODWIN, L.B.; RENNE, P.R. (1991): Effects of progressive mylonitisation and Ar retention in biotites from the Sanata Rosa mylonite zone California and thermochronological implications. Contrib. Mineral. Petrology Vol. 108, pp. 283-297.
- GREW, E.S.; MANTON, W.I. (1986): A new correlation of sapphirin granulites in the Indo-Antarctic metamorphic terrane: Late Proterozoic dates from the Eastern Ghats. Prec. Res Vol. 33, pp. 123-139.
- GUPTA, R.P. (1991): Remote Sensing Geology. Springer Verlag, Berlin. 355 p.
- GUPTA, S.; DAS, I.; BHATTACHARYA, A. (1998): The Westward reach of the Eastern Ghats Belt: evidence from the Dharamgarh granulites, Kalahandi District, Orissa. Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneswar Vol. 1998, pp. 21-24.

- GWALANI, L.G.; GRIFFIN, B.J.; ET AL. (1994): Alkaline and tholeiitic dyke swarms of Chhota Udaipur Complex, Gujarat, India. Anonymous. Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; annual meeting; program with abstracts, p. 187
- HALDEN, N.M.; BOWES, D.R.; DASH, B. (1982): Structural evolution of migmatites in granulite facies terrane; Precambrian crystalline complex of Angul, Orissa, India. *Trans. Roy. Soc. Edinb* Vol. 73 (2), pp. 109-118.
- HALL, A. (1995): *Igneous Petrology*. Longman Scientific & Technical, Harlow. 572 p.
- HANSON, R.E.; MARTIN, M.W.; ET AL. (1998): U-Pb zircon age for the Umkondo dolerites, eastern Zimbabwe: 1.1 Ga large igneous province in southern Africa- East Antarctica and possible Rodinia correlations, *Geol. Vol.* 26 (12), pp. 1143-1146.
- HARLAN, S.S.; GEISSMAN, J.W.; SNEE, L.W. (1997): Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic data from late Proterozoic mafic dykes and sills, Montana and Wyoming, U.S.G.S, Prof. Paper Vol. 1580, pp. 1-16.
- HARRIS, L.B.; BEESON, J. (1993): Gondwanaland significance of lower Palaeozoic deformation in central India and SW Western Australia. *J. Geol. Soc. Lond* Vol. 150 (5), pp. 811-814.
- HARRIS, L.B. (1993): Correlations of tectonothermal events between the Central India tectonic zone and the Albany mobile belt of Western Australia. Findlay, R. H., Unrug, R., Banks, M. R., Veevers, J. J. Assembly, evolution and dispersal; proceedings of the Gondwana eight symposium. Tasmania Dep. Mines, Australia. International-Gondwana-Symposium. 8. pp. 165-180. 63 Refs. (Gondwana eight; Assembly, evolution and dispersal, Hobart, Tasmania, June 21-24, 1991)
- HARRIS, L.B. (1994): Structural and tectonic synthesis for the Perth Basin, Western Australia, *J. Pet. Geol* Vol. 17 (2), pp. 129-156.
- HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.; MCDUGALL, I. (1985): Diffusion of ^{40}Ar in biotite; temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 49 (11), pp. 2461-2468.
- HART, S.R.; ZINDLER, A. (1989): Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: *Mantle convection*. (Ed: PELTIER, W.R.) Gordon and Breach, New York, pp. 261-387.
- HARTSTRA, R.L. (1983): TRM, ARM and ISR of two natural magnetites of MD and PSD grain size. *Geoph. J. R. Astron. Soc* Vol. 73, pp. 719-737.
- HEIZLER, M.T.; HARRISON, T.M. (1988): Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 52 (5), pp. 1295-1303.
- HENSEN, B.J.; THOST, D.E.; MOTOYOSHI, Y. (1991): A high pressure-high temperature metamorphic event preceding Proterozoic granulite metamorphism in the Prydz Bay area, Antarctica, *International-Symposium-on-Antarctic-Earth-Sciences* Vol. 6, p. 222.
- HENSEN, B.J.; ZHOU, B. (1995): A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz bay, Antarctica, evidence from Sm-Nd garnet dating, *Austr. J. Earth Sci* Vol. 42 (10), pp. 249-258.
- HENSEN, B.J.; ZHOU, B. (1996): Sm-Nd garnet chronology of granulite facies events in Prydz Bay and the Rauer Group, East Antarctica, *Abstr. Geol. Soc. Austr* Vol. 41, p. 191.
- HENSEN, B.J.; ZHOU, B. (1997): East Gondwana amalgamation by Pan-African collision? Evidence in the Prydz bay region East Antarctica. In: *The Antarctic region, Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication ed. (Ed: RICCI, C.A.) University, Siena, pp. 115-119.
- HENSEN, B.J.; ZHOU, B.; THOST, D.E. (1997): Recognition of multiple high grade metamorphic event with garnet Sm-Nd chronology in the Northern Prince Charles mountains, Antarctica. In: *The Antarctic region, Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication ed. (Ed: RICCI, C.A.) University, Siena, pp. 97-104.
- HESS, J.C.; LIPPOLT, H.J.; ET AL. (1993): The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain size / age relationships. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 117 (1-4), pp. 393-406.
- HODYCH, J.P. (1996): Inferring domain state from magnetic hysteresis in high coercivity dolerites bearing magnetite with ilmenite lamellae. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 142, pp. 523-533.
- HOFFMANN, H. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*. Vol. 252, pp. 1409-1412.

- HOFMANN,J. (1978): Tektonische Beobachtungen im hoch- und schwachmetamorphen Präkambrium der Gebirgsumrandung des Lambert-Gletschers. Freiburger Forschungshefte ed. Vol. C 335. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig. 112 p.
- HOFMANN,J. (1981): Das K/Ar-Alter eines Kerguelen-Basalts. Translated title: K/Ar dating of Kerguelen basalts. *Z. f. Geol. Wiss* Vol. 9 (4), pp. 473-474.
- HOFMANN,J. (1982): Main tectonic features and development of the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Craddock, Campbell. Antarctic geoscience. Univ. Wis., Dep. Geol. Geophys., Madison, WI, United-States. International-Union-of-Geological-Sciences.-Series-B. 4. pp. 479-487.
- HOFMANN,J. (1989): Fault tectonics and magmatic ages in the Chetty Oasis, McRobertson Land: a contribution to the Lambert Rift development. In: Geological Evolution of Antarctica. (Ed: THOMPSON,M.R.A.) University Press, Cambridge, pp. 107-112.
- HOFMANN,J. (1991a): Bruchtektonik und Magmatismus im Gebiet der Jetty Oase, McRobertson Land (Ostantarktika) - Ein Beitrag zur Entwicklung des Lambert Riftes. Vol. C. (Freiberger Forschungshefte, 438.) Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig. 38 p.
- HOFMANN,J. (1991b): Fault tectonics and magmatic ages in the Jetty Oasis area, Mac Robertson Land; a contribution to the Lambert Rift development. In: Geological evolution of Antarctica. (Eds: THOMSON,M.R.A.; CRAME,J.A.; THOMSON,J.W.) Cambridge University Press, Cambridge, pp. 107-112.
- HOFMANN,J. (1995): Fragmente intragondwanischer Riffe als Werkzeug der Gondwana-Rekonstruktion - das Beispiel des Lambert-Mahanadi-Riftes. *Ber. Polarforsch* Vol. 170, pp. 86-94.
- HOFMANN,J. (1996): Fragmente intragondwanischer Riffe als Werkzeug der Gondwana-Rekonstruktion - das Beispiel des Lambert-Mahanadi-Riftes. *N. Jb. Geol. Palaeont., Abh.* Vol. 199 (1), pp. 1-16.
- HOUTZ,R.E.; HAYES,D.E.; MARKL,R.J. (1977): Kerguelen plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure. *Mar. Geol* Vol. 25, pp. 95-130.
- HOWARD,A.D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG Bulletin* Vol. 51 (11), pp. 2246-2259.
- HYODO,H.; YORK,D. (1993): The discovery and significance of a fossilized radiogenic argon wave (Argonami) in the earth's crust. *Geoph. Res. Lett* Vol. 20 (1), pp. 61-64.
- IKRAMUDDIN,M.; STUEBER,A.M. (1976): Rb-Sr ages of Precambrian dolerite and alkaline dikes, Southeast Mysore State, India. *Lithos* Vol. 9 (3), pp. 235-241.
- IRVINE,T.N.; BARAGAR,W.R.A. (1971): A guide to chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci* Vol. 8, pp. 523-548.
- JAGANNATHAN,C.R.; RATNAM,C.; ET AL. (1983): Geology of the offshore Mahanadi basin. *Petrol. Asia J* Vol. , pp. 101-104.
- JHA,D.K. (1991): Investigation for diamond in Panna diamond belt, Panna District, Madhya Pradesh. *Rec. Geol. Surv. Ind* Vol. 124 (6) (Extended abstracts of progress reports of the central region for the field season 1989-90, Ed: VERMA,K.K.), p. 87
- JOHNSON,H.P.; HALL,J.M. (1978): A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of basalts from the Nazca Plate. *Geoph. J. R. Astron. Soc* Vol. 52 (B5), pp. 45-64.
- KAILA,K.L.; TEWARI,H.C.; MALL,D.M. (1987): Crustal structure and delineation of Gondwana Basin in the Mahanadi Delta area, India, from deep seismic soundings, *J. Geol. Soc. India* Vol.29 (3), pp. 293-308.
- KAILA,K.L.; KOTESWARA,R.P.; ET.AL. (1987): DSS studies along Thuadara-Sendhwa-Sindad profile, across Narmada-Son lineament, India. Anonymous. International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), XIX general assembly; abstracts
- KALE,V.S. (1987): The Narmada-Son structure; a Precambrian reappraisal. In: Proceedings of the seminar on Crustal dynamics. (Ed: RAO,D.A.) Indian Geophys. Union, Hyderabad, pp. 140-161.
- KARKARE,S.G.; SRIVASTAVA,R.K. (1990): Regional dyke swarms related to the Deccan Trap alkaline province, India. Parker, A. J., Rickwood, P. C., Tucker, D. H. Mafic dykes and emplacement mechanisms; proceedings of the Second international dyke conference. South Aust. Dep. Mines and Energy, Australia. *Zhongguo-Dizhi-Jingji--Geological-Economy-of-China* Vol. 2, pp. 335-357

- KELLEY, S.P.; ARNAUD, N.O.; TURNER, S.P. (1994a): High spatial resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations using an ultra-violet laser probe extraction technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 58 (16), pp. 3519-3525.
- KELLEY, S.P.; BARTON, J.M.; HARRIS, N.B.W. (1997): Pre-metamorphic Ar-Ar ages from biotite inclusions in granet. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 61 (18), pp. 3873-3878.
- KELLEY, S.P.; REDDY, S.M.; MADDOCK, R. (1994b): Laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigation of a pseudotachylite and its host rock from the Outer Isles Thrust, Scotland [with Suppl. Data 9424]. *Geol. Vol.* 22 (5), pp. 443-446.
- KENEA, N.H. (1997): Digital Enhancement of Landsat Data, spectral analysis and GIS-data integration for geological studies of the Derudeb Area, Southern red Sea Hills, NE Sudan. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* ed. Vol. Reihe D Band 14. Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin. 116 p.
- KENT, B.W.; STOREY, M.; ET AL. (1992): Petrogenesis of Rajmahal continental flood basalts and associated lamproites, Northeast India; chemical and isotopic constraints. *Am. Geophys. Union Trans.* Vol. 73(Suppl. 14), p. 329.
- KENT, R. (1991): Lithospheric uplift in eastern Gondwana; evidence for a long-lived mantle plume system? *Geol.* Vol. 19 (1), pp. 19-23.
- KENT, R.W.; SAUNDERS, A.D.; ET AL. (1996): Petrology of Early cretaceous flood basalts and dykes along the rifted volcanic margin of eastern India. *J. South East A. Earth Sci* Vol. 13 (2), pp. 95-111.
- KEPPIE, J.D.; DALLMEYER, R.D.; ET AL. (1993): Dating mineralization using several isotopic methods an example from the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chem. Geol* Vol. 103 (1-4), pp. 251-270.
- KILLICK, A.M.; ROERING, C. (1995): Movement indicators for pseudotachylite-bearing faults. *South African Journal of Geology* Vol. 98 (4), pp. 382-385.
- KINNY, P.D.; BLACK, L.P.; SHERATON, J.W. (1993): Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands, Antarctic Science Vol.5 (2), pp. 193-206.
- KIRSCHVINK, J.L. (1980): The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geoph. J. R. Astron. Soc* Vol. 62, pp. 699-718.
- KLOOTWIJK, C.T. (1974): Palaeomagnetism of Indian rocks and implications for the drift of the Indian part of Gondwanaland. 209 p.; Rijks University Utrecht, Netherlands.
- KLOOTWIJK, C.T. (1976): The drift of the Indian subcontinent; an interpretation of recent paleomagnetic data, *Geol. Rund.* Vol.65 (3), pp. 885-908.
- KLOOTWIJK, C.T. (1984): A review of Indian Phanerozoic palaeomagnetism; implications for the India-Asia collision. *Tectonophysics* Vol. 105 (1-4), pp. 331-353.
- KLOOTWIJK, C.T.; GEE, J.S.; ET AL. (1991): Constraints on the India-Asia convergence; paleomagnetic results from Ninetyeast Ridge. In: *Proceedings of the ODP, Scientific Results, LEG 121.* (Eds: WEISSEL, J.K.; TAYLOR, E.; et al.) Ocean Drilling Program, College Station, Texas, pp. 777-882.
- KLOOTWIJK, C.T.; SHARMA, M.L.; ET AL. (1986): Rotational overthrust of the northwestern Himalaya; further palaeomagnetic evidence from the Riasi thrust sheet, Jammu Foothills, India. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 80 (3-4), pp. 375-393.
- KOVACH, V.P.; SALNIKOVA, E.B.; ET AL. (1997): Pan-African U-Pb zircon age from apatite-magnetite veins of Eastern Ghats granulite belt. *J. Geol. Soc. India* Vol. 50 (4), pp. 421-424.
- KRAUSE, O.; MEZGER, K.; RAITH, M. (1998): Age constraints on the emplacement of massive-type anorthosites in the Eastern Ghats belt, India. *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneswar* Vol. 1998, pp. 121-123.
- KRISHNASWAMY, V.S. (1979): Sambalpur Quadrangle Madhya Pradesh-Orissa. Geological Survey of India. Geological Quadrangle Maps. Map 64O. Scale 1 : 253440.
- KROGH, T.E.; CORFU, F.; ET AL. (1987): Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. In: *Mafic Dyke Swarms.* Geological Association of Canada, Special Paper ed. Vol. 34. (Eds: HALLS, H.C.; FAHRIG, W.F.) Geological Association of Canada, Newfoundland, pp. 147-152.
- KRYNAUW, J.R. (1996): A Review of the Geology of East Antarctica, with special reference to the c. 1000 Ma and c. 500 Ma events, *Terra Ant.* Vol.3 (2), pp. 77-89.

- KUMAR,D.; MAMALLAN,R.; DWIVEDY,K.K. (1996): Carbonatite magmatism in northeast India. *J. South East A. Earth Sci* Vol. 13 (2), pp. 145-158.
- KUSZNIR,N.J.; ZIEGLER,P.A. (1992): The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple shear/pure shear flexural cantilever model. *Tectonophysics* Vol. 215, pp. 117-131.
- LASKAR,B. (1979): Evolution of Gondwana coal basins. In: *International Gondwana Symposium*. 4th ed. Vol. 1. (Eds: LASKAR,B.; RAJA RAO,C.S.) Hindustan Publication, Calcutta, pp. 223-237.
- LEE,J.K.W. (1995): Multipath diffusion in geochronology. *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 120, pp. 60-82.
- LE MAITRE,R. W. (Ed.) (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 193 p.
- LI,Z.X.; LI,X.H.; ET AL. (2000):The breakup of rodinia: did start with a mantle plume beneath South China, *Earth Planet. Sci. Lett* Vol.173, pp. 171-181.
- LISKER,F. (1996): Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltpurenanalysen. Ph.D. Dissertation, Berichte zur Polarforschung, Vol 198. 108 p.
- LISKER, F. (1999): Korrelation der thermotektonischen Entwicklung des Mahanadi Riftes (Indien) und des Lambert Riftes (Ostantarktis), basierend auf Spaltspur- und Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen, Abschlußbericht zum Postdoktoranden-Projekt LI 745/1-1, unveröffentlicht
- LISKER, F.& FACHMANN, S. (subm.): The Phanerozoic history of the Mahanadi region, India, *J. Geoph. Res.*
- LISKER, F. & FACHMANN, S. (2000): Phanerozoische Geschichte der Mahanadi-Region, Workshop Aufbau und Entwicklung der präkambrischen Kruste Indiens, Bonn, pp. 34-36.
- LIST, F.K. (1969): Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol), *Geol.Rund.*, Vol. 58, pp. 196-217
- LIST,F.K.; STOCK,P. (1968):Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, *Geol. Rund.* Vol.59, pp. 228-256.
- LISTER,G.S.; ETHERIDGE,M.A.; SYMONDS,P.A. (1991): Detachment models for the formation of passive continental margin. *Tectonics* Vol. 10, pp. 1038-1064.
- LISTER,G.S.; HOBBS,B.E. (1980): The simulation of fabric development during platic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol* Vol. 3, pp. 355-370.
- LOUIS,H.; FISCHER,K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie ed. Vol. 1. Walter de Gruyter, Berlin. 814 p.
- LOVLIE,R. (1987): Evidence for deuteric magnetization in hydrothermally altered mesozoic basaltic rocks from East Antarctica. *Phys. Earth Planet. Int* Vol. 52, pp. 352-364.
- LUDWIG,K.R. (1999): Isoplot/Ex, Version 2.06 - a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication ed. Vol. 1a. University Berkely, Berkeley.
- MAC NIOCAILL,C.; VAN DER PLUIJM,B.A.; VAN DER VOO,R. (1997):Ordovician paleogeography and the evolution of the Iapetus ocean, *Geol.* Vol.25 (2), pp. 159-162.
- MADDOCK,R.H.; GROCOTT,J.; VAN,N.M. (1987):Vesicles, amygdales and similar structures in fault-generated pseudotachylites, *Lithos* Vol. 20 (5), pp. 419-432.
- MAGLOUGHLIN,J.F. (1989):The nature and significance of pseudotachylite from the Nason Terrane, North Cascade Mountains, Washington, *J. Struct. Geol* Vol. 11 (7) (Friction phenomena in rock, Eds: SPRAY,J.G.; HUDLESTON,P.J.), pp. 907-917.
- MAGLOUGHLIN,J.F. (1990): Evidence for the cataclasite-pseudotachylite connection. Anonymous. Geological Society of America, 1990 annual meeting. Abstracts-with-Programs-Geological-Society-of-America. 22. (7). p. 285. (Geological Society of America, 1990 annual meeting, Dallas, TX, Oct. 29-Nov. 1, 1990)
- MAGLOUGHLIN,J.F. (1992): Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels; the cataclasite-pseudotachylite connection. *Tectonophysics* Vol. 204 (3-4) (Frictional melting processes and products in geological materials, Eds: MAGLOUGHLIN,J.F.; SPRAY,J.G.), pp. 243-260.
- MAGLOUGHLIN,J.F.; SPRAY,J.G. (1992): Frictional melting processes and products in geological materials; introduction and discussion. *Tectonophysics* Vol. 204 (3-4)(Frictional melting processes and products in geological materials, Eds: MAGLOUGHLIN,J.F.; SPRAY,J.G.), pp. 197-204.

- McLOUGHLIN, S.; DRINNAN, A.N. (1997): Revised stratigraphy of the Permian Brainerd Coal Measures, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica, *Geol. Mag.* Vol. 134 (3), pp. 335-353.
- McLOUGHLIN, S.; LINDSTROM, S.; DRINNAN, A.N. (1997): Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidences from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica, *Antarctic Science* Vol. 9 (3), pp. 281-298.
- MAHALIK, N.K. (1994): Geology of the Contact between the eastern Ghats Belt and North Orissa Craton, India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 44 (7), pp. 41-51.
- MAHALIK, N.K. (1995): Geology of Rengali Assemblage, an off-shoot of Eastern Ghats Mobile Belt within Iron Ore Craton of North Orissa. In: *Vistas in Geological Research*. U.U. Special Publication in Geology ed. Vol. 1. (Ed: ANONYMOUS) Utkal University, Bhubaneswar, pp. 104-114.
- MAHALIK, N.K. (1996): Lithology and tectonothermal history of the Precambrian rocks of Orissa along the eastern coast of India. *J. South East A. Earth Sci* Vol. 14 (3-4), pp. 209-219.
- MALLIK, A.K.; SARKAR, A. (1994): Geochronology and geochemistry of mafic dykes from the precambrians of Keonjhar, Orissa. *Ind. Min.* Vol. 48 (1-2), pp. 13-24.
- MALUSKI, H. (1989): Argon-39-argon-40 dating; principles and applications to minerals from terrestrial rocks. In: *Nuclear methods of dating*. (Eds: ROTH, E.; POTY, B.; et al.) Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp. 325-351.
- MANTON, W.I.; GREW, E.S.; ET AL. (1991): Granitic rocks of the Jetty Peninsula, Amery ice shelf area, East Antarctica. *Int. Symp. Antarct. Earth Sci* Vol. 6 (Sixth international symposium on Antarctic earth sciences, Ed: ANONYMOUS), p. 383.
- MARDON, D.; KRONENBERG, A.K.; ET AL. (1990): Mechanisms of fracture propagation in experimentally extended Sioux Quartzite. *Tectonophysics* Vol. 182 (3-4), pp. 259-278.
- MAZUMDAR, S.K. (1996): Precambrian Geology of Peninsular Eastern India. *Ind. Min.* Vol. 50 (3), pp. 139-174.
- MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. (1988): *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics ed. Vol. 9. Oxford University Press, New York. 212 p.
- MCDUGALL, I.; MCELHINNY, M.W. (1970): The Rajmahal traps of India; K-Ar ages and palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 9 (4), pp. 371-378.
- MCDUGALL, I.; WELLMAN, P. (1976): Potassium-argon ages for some Australian Mesozoic igneous rocks. *J. Geol. Soc. Aust* Vol. 23, pp. 1-9.
- MCELHINNY, M.W. AND LOCK, J. (1996): IAGA paleomagnetic databases with Access, *Surv. Geophys.*, 17, 575-591, Update June 2000
- MCKENZIE, D.; BICKLE, M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol* Vol. 29, pp. 625-679.
- MEERT, J.G.; VAN DER VOO, R. (1996): Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Sinyai Dolerite, Kenya: Implications for Gondwana Assembly, *J. Geol.* Vol. 104, pp. 131-142.
- MEERT, J.G.; VAN DER VOO, R. (1997): The assembly of Gondwana 800-550 Ma, *J. Geodyn* Vol. 23 (3/4), pp. 223-235.
- MERRIHUE, C.; TURNER, G. (1966): Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geoph. Res* Vol. 71, pp. 2852-2857.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol* Vol. 56, pp. 207-218.
- MEZGER, K.; COSCA, M.A. (1999): The thermal history of the Eastern Ghats belt (India) as related by U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic and magmatic mineral: implication for the SWEAT correlation, *Prec. Res* Vol. 94, pp. 251-271.
- MIDDLEMOST, E.A.K.; PAUL, D.K.; FLETCHER, I.R. (1988): Geochemistry and mineralogy of the minette-lamproite association from the Indian Gondwanas. *Lithos* Vol. 22, pp. 31-42.
- MIKHALSKY, E.V.; SHERATON, J.W. (1993): Association of dolerite and lamprophyre dykes, Jetty Peninsula (Prince Charles Mountains, East Antarctica), *Antarctic Science* Vol. 5 (3), pp. 297-307.
- MIKHALSKY, E.V.; ANDRONIKOV, A.V.; ET AL. (1993): Mafic and ultramafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone. In: *Gondwana Eight*. (Eds: FINDLAY, R.H.; UNRUG, R.; et al.) Balkema, Rotterdam, pp. 541-546.

- MIKHALSKY, E.V.; SHERATON, J.W.; ET AL. (1996): Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica, *Antarctic Science* Vol. 8 (1), pp. 85-104.
- MISHRA, S.; DEOMURARI, M.P.; ET AL. (1999): $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages and the evolution of the Singhbhum Craton, eastern India; an ion microprobe study. *Prec. Res. Vol.* 93, pp. 139-151.
- MISHRA, D.C.; SEKHAR, M.V.R.C.; ET AL. (1999): Crustal structure based on gravity-magnetic modelling constrained from seismic studies under Lambert Rift, Antarctica and Godavari and Mahanadi Rift, India and their interrelationship, *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 172 (3-4), pp. 287-300.
- MITRA, N.D.; BANDYOPADHYAY, S.K.; BASU, U.K. (1979): Sedimentary framework of the Gondwana sequence of eastern India and its bearing on Indo-Antarctic fit. In: Fourth international Gondwana symposium. Vol. 1. (Eds: LASKAR, B.; RAJA RAO, C.S.), 37-41.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and continental margins. *Am. J. Sci* Vol. 274, pp. 321-355.
- MÖLLER, A. & SCHLEICHER, H. (2000) Wechselbeziehungen innerhalb südindischer Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe, Workshop Aufbau und Entwicklung der präkambrischen Kruste Indiens, Bonn, pp. 23-26.
- MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection; a hypothesis. *Geol. Vol.* 19 (5), pp. 425-428.
- MORGAN, W.J. (1981): Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: Rift zones of the world ocean. Vol. 7. (Eds: VINOGRADOV, A.P.; UDINTSEV, G.B.) John Wiley & Sons, New York, 443-487.
- MUELLER, W.; KELLEY, S.P.; VILLA, I.M. (1997): Dating fault generated pseudotachylites by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: comparison of laser-ablation and stepwise heating experiments. *Terra Nova* Vol. 9(Suppl. 1, Abstracts of the 9th Conf. of EUG), p. 487.
- MUKHOPADHYAY, A.; CHAUDHURI, P.N.; BANERJI, A.L. (1984): Contemporaneous intrabasinal faulting in Gondwana Basin; the Jurabaga Fault of Ib River Coalfield, a type example. *J. Geol. Soc. India* Vol. 25 (9), pp. 557-563.
- MURTHY, M.V.N.; VISWANATHAN, T.V.; ROY, C., S (1971): The Eastern Ghat group. *Rec. Geol. Surv. Ind* Vol. 101, pp. 15-42.
- MURTHY, N.G.K. (1987): Mafic dyke swarms of the Indian Shield. *Spec. Pap. Geol. Ass. Can* Vol. 34(Mafic dyke swarms; a collection of papers based on the proceedings of an international conference, Eds: HALLS, H.C.; FAHRIG, W.F.), pp. 393-400.
- MURTI, K.S. (1987): Stratigraphy and sedimentation in Chattisgarh Basin. In: Purana basins of peninsular India; middle to late Proterozoic; based on the proceedings of the seminar. *Memoirs of the Geological Society of India* ed. Vol. 6. (Ed: RADHAKRISHNA, B.P.), pp. 239-260.
- NAIK, A.; NAIK, P.K. (1995): Petrography, geochemistry and age of Dolerite Dyke of Sambalpur Area, Orissa. *U.U. Spec. Publ. Geol.* Vol. 1, pp. 131-137.
- NAIR, K.K.K.; JAIN, S.C.; YEDEKAR, D.B. (1988): Geology and tectonics of the Deccan Traps in Narmada-Tapti region of Maharashtra and Madhya Pradesh, central India. *Mem. Geol. Soc. India* Vol. 10, p. 321.
- NANDA, J.K. (1995): Boundary relation of Eastern Ghats Mobile Belt. In: Symposium on India and Antarctica during the Precambrian and granulite and crustal processes in East Gondwana. (ED: YOSHIDA, H.), pp. 34-35.
- NANDA, J.K.; AUGUSTINE, P.F.; ET AL. (1998): Geological Map of Eastern Ghats Mobile Belt. Geological Survey of India. Survey Maps.
- NAQVI, S.M.; ROGERS, J.J.W. (1987): Precambrian geology of India. Oxford monographs on geology and geophysics ed. Vol. 6. Oxford Univ. Press, New York. 223 p.
- NARAYANASWAMI, S. (1975): Proposal for charnockite-khondalite system in the Archaean shield of Peninsular India. *Misc. Pub. Geol. Soc. India* Vol. 23 (1), pp. 1-16.
- NASH, C.R.; RANKIN, L.R.; ET AL. (1996): Delineation of lithostructural domains in northern Orissa from Landsat Thematic Mapper imagery. *Tectonophysics* Vol. 260, pp. 245-257.
- NICHOLS, G.T. (1995): The role of mylonites in the uplift of an oblique lower crustal section, East Antarctica, *J. Met. Geol* Vol. 13, pp. 223-238.
- NICHOLS, G.T.; FAHEY, A. (1996): Preliminary monazite ages of second generation mylonites, Prince Charles Mountains, East Antarctica, *Abstr. Geol. Soc. Austr* Vol. 41, p. 316.

- OLIVER, C.; QUEGAN, S. (1998): Understanding - Synthetic Aperture Radar Images. Artech House, Boston, 450 p.
- ONSTOTT, T.C.; PHILLIPS, D.; PRINGLE-GODELL, L. (1991): Laser microprobe measurement of chlorine and argon zonation in biotite. *Chem. Geol.* Vol. 90, pp. 145-168.
- OPERTO, S.; CHARVIS, P. (1995): Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment? *Geol.* Vol. 23 (2), pp. 137-140.
- O'REILLY, W. (1984): Rock and Mineral Magnetism. Chapman and Hall, New York, 467 p.
- PAL, P.K.; CHAKRABORTI, U.; GHOSH, A.K. (1991): Triassic plant megafossils from the Kamthi-Formation of Talchir Coalfield, India - a new report. *Ind. J. Geol.* Vol. 63 (2), pp. 119-125.
- PANDA, P.K.; PATRA, P.C. (1992): Geotraverse along Bauda-Deogarh-Panposh transect across Eastern Ghat, Iron Ore and Gondwana supergroups. In: Extended abstracts of progress reports of the eastern region (comprising Bihar, Orissa, Sikkim, West Bengal and A & N Islands) field season 1990-1991. Records of the Geological Survey of India ed. Vol. 125. (Ed: ANONYMOUS) Geological Survey of India, Nagpur, pp. 33-34.
- PANDA, P.K.; PATRA, P.C.; ET AL. (1993): Nepheline syenite from Rairakhol, Sambalpur District, Orissa. *J. Geol. Soc. India* Vol. 41 (2), pp. 144-151.
- PANDEY, B.K.; GUPTA, J.N.; ET AL. (1997): Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr geochronology and petrogenesis of mafic dyke swarm of Mahbubnagar, South India; implication for Paleoproterozoic crustal evolution of Eastern Dharwar Craton. *Prec. Res.* Vol. 84, pp. 181-196.
- PANDEY, B.K.; KRISHNA, V.; CHABRIA, T. (1998): An overview of the geochronological data on the rocks of Chotanagpur Gneiss-Granulite Complex and adjoining sedimentary sequences, Eastern and Central India. *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneswar* Vol. 1998, pp. 131-135.
- PARK, A.F.; DASH, B. (1984): Charnockite and related neosomes development in the Eastern Ghats, Orissa, India - petrographic evidences. *Trans. Roy. Soc. Edinb.* Vol. 75, pp. 341-352.
- PARK, J.K.; BUCHAN, K.L.; HARLAN, S.S. (1995): A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in Western North America. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 132, pp. 129-139.
- PARVIS, M. (1950): Drainage pattern significance in air photo identification of soils and bedrocks. *Photogramm. Eng.* Vol. 16 (3), pp. 387-409.
- PASCOE, E. (1959): Manual of Geology of India and Burma. 3rd ed. Vol. 1. Govt. of India Press., Calcutta. 543 p.
- PASCOE, E. (1968): Manual of Geology of India and Burma. 3rd ed. Vol. 2. Govt. of India Press., Calcutta. 1568 p.
- PASSCHIER, C.W. (1982): Mylonitic deformation in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *GUA-Papers-of-Geology, -Series-1.* 16. 173 p. 9 p. Refs.
- PASSCHIER, C.W.; HOEK, J.D.; ET AL. (1990): Ductile reactivation of Proterozoic brittle fault rocks; an example from the Vestfold Hills, East Antarctica. *Prec. Res.* Vol. 47 (1-2), pp. 3-16.
- PATI, U.C.; SATAPATHY, U.N.; ET AL. (1993): Integrated study of archaen-proterozoic activated contact zone between Eastern Ghats and Iron Ore Supergroup. *Rec. Geol. Surv. Ind.* Vol. 127 (3), pp. 52-56.
- PATRA, B.P. (1973): Notes on some Upper Gondwana plants from the Athgarh sandstones, Cuttack District, Orissa. *Palaeobotanist (Lucknow).* Vol. 20 (1971), No. 3, pp. 325-333.
- PATRA, B.P. (1989): *Sagenopteris* sp., a rare plant remain from the east coast upper Gondwana Athgarh Sandstone, Cuttack District, Orissa. *J. Geol. Soc. India* Vol. 33 (3), pp. 271-275.
- PAUL, D.K.; BARMAN, T.R.; ET AL. (1990): Archean-Proterozoic evolution of Indian charnockites; isotopic and geochemical evidence from granulites of the Eastern Ghats Belt. *J. Geol.* Vol. 98 (2), pp. 253-263.
- PAUL, D.K.; SARKAR, A. (1984): Petrogenesis of some Indian Lamprophyres. *Spec. Pub. Ser. Geol. Surv. India* Vol. 12, pp. 45-54.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 19, pp. 290-300.
- PEARCE, J.A. (1983): The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths. (Eds: HAWKESWORTH, C.J.; NORRIS, M.J.), Nantwich, 230-249.

- PEARCE, J.A.; NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 69, pp. 33-47.
- PERRAJU, P.; KOVACH, A.; SVINGOR, E. (1979): Rubidium-strontium ages of some rocks from parts of the Eastern Ghats in Orissa and Andhra Pradesh, India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 20 (6), pp. 290-296.
- PERRY, F.V.; BALDRIDGE, W.S.; DEPAOLO, D.J. (1988): Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande Rift. *Nature* Vol. 332 (6163), pp. 432-434.
- PIPER, J.D.A. (2000): The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Paleopangea?, *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 176, pp. 131-146.
- PLAYFORD, P.E.; COCKBAIN, A.E.; LOW, G.H. (1976): Geology of the Perth Basin, Western Australia. *Bull. Geol. Surv. West. Austr.* Vol. 124, pp. 1-55.
- POORNACHANDRA RAO, G.V.S. (1996): Paleomagnetism and geochemical characteristics of the Rajmahal traps, eastern India. *J. South East A. Earth Sci* Vol. 13 (2), pp. 113-122.
- POWELL, C.McA.; LI, Z.X.; ET AL. (1993): Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana, *Geol.* Vol. 21 (10), pp. 889-892.
- PRASAD, B. (1990): Observation on the precambrian geology of Central India vis a vis adjoining region. *Spec. Pub. Ser. Geol. Surv. India* Vol. 28 (Precambrian of central India, Ed: DHOUNDIAL, D.P.), pp. 181-198.
- PRICE, N.J.; COSGROVE (1990): Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge.
- PRINGLE, M.S.; STOREY, M.; WILBRANS, J. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mid-Cretaceous Indian Ocean basalts; constraints on the origin of large flood basalt provinces. In: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 75. (Ed: ANONYMOUS. AGU 1994 FALL MEETING) AGU, Washington, DC, p. 728.
- PYNE, T.K. (1992): Proterozoic fold belt and the Chhotanagpur gneissic complex in the eastern Indian Shield; a tectono-metamorphic appraisal. *Ind. Min.* Vol. 46 (1), pp. 25-34.
- RADHAKRISHNA, B.P.; NAQVI, S.M. (1986): Precambrian continental crust of India and its evolution. *J. Geol.* Vol. 94, pp. 145-166.
- RADHAKRISHNA, T.; DALLMEYER, R.D.; JOSEPH, M. (1994): Palaeomagnetism and $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation ages of dyke swarms in central Kerala, India; tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 121 (1-2), pp. 213-226.
- RADHAKRISHNA, T.; GOPAKUMAR, K.; ET AL. (1991): Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic mafic dykes in North Kerala, southwestern Indian Shield; preliminary results. *Prec. Res.* Vol. 49 (3-4), pp. 235-244.
- RADHAKRISHNA, T.; JOSEPH, M. (1998): Geochemistry and petrogenesis of the Proterozoic dykes in Tamil Nadu, southern India: another example of the Archaean lithosphere mantle source. *Geol. Rund.* Vol. 87, pp. 268-282.
- RADHAKRISHNA, T.; JOSEPH, M.; ET AL. (1990): Phanerozoic mafic dyke intrusion from the high grade terrain of southwestern India: K-Ar isotope and geochemical implication. In: *Mafic dykes and emplacement mechanism*. (Eds: PARKER, A.J.; RICKWOOD, P.C.; TUCKER, D.H.) Balkema, Rotterdam, pp. 363-372.
- RADHAKRISHNA, T.; MATHEW, J. (1996): Late Precambrian (850-800 Ma) palaeomagnetic pole for the south Indian shield from the Harohalli alkaline dyke: geotectonic implications for Gondwana reconstructions. *Prec. Res.* Vol. 80, pp. 77-87.
- RAMAKRISHNA, M.; NANDA, J.K.; AUGUSTINE, P.F. (1998): Geological evolution of the Proterozoic Eastern Ghats Mobile Belt. *Geol. Surv. Ind. Spl. Pub.* Vol. 44, pp. 1-21.
- RAMAKRISHNAN, M. (1990): Crustal development in southern Bastar, central Indian Craton. *Spec. Pub. Ser. Geol. Surv. India* Vol. 28 (Precambrian of central India, Ed: DHOUNDIAL, D.P.), pp. 44-66.
- RAMAKRISHNAN, M.; NANDA, P.K.; AUGUSTINE, P.F. (1998): Geological Evolution of the Proterozoic Eastern Ghats Mobile Belt. *Spec. Pub. Ser. Geol. Surv. India* Vol. 44, pp. 1-21.
- RAMANAN, S.; SUBBARAO, K., V. (1985): Trace element geochemistry of Deccan Basalt flows and dykes of Vajreswari, Maharashtra State. *Indian Mineral.* Vol. , pp. 208-214.
- RAO, A.T.; TILAK, V.V.S.S.; RAO, C.S.P. (1980): Lead-alpha and chemical ages of allanites from Visakhapatnam district: Andhra Pradesh. *Proc. 3rd. Ind. Geol. Cong.* Vol. 1, pp. 475-478.

- RATSCHBACHER, L.; SPERNER, B.; ET AL. (1994): Computer techniques and applications: a program library for quantitative struktural analysis. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A ed. Vol. 21. (Series Ed: FRISCH, W.) Institut und Museum für Geologie und Paleontologie der Universität Tübingen, 73 p.
- RAY, S.; BANDYOPADHYAY, S.K. (1979): Tectonics of the Gondwana basins of India. In: Fourth International Gondwana Symposium. (Ed: LASKAR, B.), Calcutta, pp. 908-914.
- RAY, J.S.; RAMESH, R.; PANDE, K. (1999): Carbon isotopes in the Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon, Earth Planet. Sci. Lett Vol. 170, pp. 205-214.
- RICHARDS, J.A. (1993): Remote Sensing Digital Image Analysis. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg - New York. 340 p.
- RICHARDS, J.A.; JIA, X. (Eds.) (1999): Remote Sensing Digital Image Analysis. 3rd ed. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg - New York. 363 p.
- RICKERS, K.; MEZGER, K. & RAITH, M. (2000): Krustenentwicklung des Proterozoischen Eastern Ghats Belt, Indien und seine Stellung in Gondwana und Rodinia: Ergebnisse einer Sm-Nd und Pb-Pb Isotopenkartierung, Workshop Aufbau und Entwicklung der präkambrischen Kruste Indiens, Bonn, pp. 31-33.
- ROCHA, C.A.C.; CORDANI, U.G.; ET AL. (1988): Age of the Parana flood volcanism. Piccirillo, E. M., Melfi, A. J. The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin; petrogenetic and geophysical aspects. Univ. Trieste, Ist. Miner. e Petrogr., Trieste, Italy Vol. , pp. 25-45.
- ROGERS, J.J.W. (1986): The Dharwar Craton and the assembly of peninsular India. J. Geol Vol. 94 (2), pp. 129-143.
- ROHRMOSER, I. (1999): Geologische und strukturelle Interpretation von Fernerkundungsdaten im Gebiet des Mahanadi-Grabens, Peninsular India. Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg (unveröffentlicht). 84 p.
- ROY-CHOWDHURY, M.K.; LASKAR, B.; MITRA, N.D. (1973): Tectonic control of Lower Gondwana sedimentation in Peninsular India. In: Gondwana Geology - Third Gondwana symposium, Canberra. (Ed: CAMBELL, K.S.W.) Australian National University Press, Canberra, pp. 675-680.
- SABINS, F.F. (1997): Remote Sensing, Principles and Interpretation. Freeman, New York. 494 p.
- SAHA, A.K. (Ed.) (1994): Crustal evolution of Singhbhum North Orissa, Eastern India. Memoir of the Geological Society of India ed. Vol. 27. Geological Society of India, Bangalore. 341 p.
- SAHA, A.K.; RAY, S.L. (1984): The structural and geochemical evolution of the Singhbhum granite batholithic complex, India. Tectonophysics Vol. 105 (1-4), pp. 163-176.
- SAHA, A.K.; SARKAR, S.N.; RAY, S.L. (1986): Importance of multiple-methods dating in precambrian geology: Examples from Singhbhum-Orissa region, eastern India. Indian J. Earth Sci. Vol. 13, pp. 129-144.
- SAHASRABUDHE, V.S.; HEMMADY, A.K.R. (1974): Regional impress of palaeotectonism and engineering geology with special reference to Madhya Pradesh and Maharashtra. In: International seminar on tectonics and metallogeny of Southeast Asia and Far East. (Ed: MURTHY, M.V.N.) Geol. Surv. Ind., Calcutta, p. 44.
- SAHAY, B. (1999): Pressure regimes in Oil and Gas Exploration. Allied Publishers, New Dehli.
- SAHU, K.N. (1976): Petrological observations on nephelin syenites of Baradangua, Orissa. J. Geol. Soc. India Vol. 17 (4), pp. 484-489.
- SAKAI, H.; FUNAKI, M.; ET AL. (1997): Paleomagnetic study of Rajmahal Trap in India-discussion of geomagnetic dipole moment and reconstruction of Gondwanaland. Proc. NIPR Symp. Ant. Geosci Vol. 10, pp. 68-78.
- SALTERS, V.J.M.; STOREY, M.; ET AL. (1992): Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard Plateau basalts. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 120, pp. 55-62.
- SANDWELL, D.T.; SMITH, W.H.F. (1997): Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, J. Geoph. Res Vol. 102, pp. 10039-10054.
- SANYAL, S.P.; SUBRAMANIAN, C.S. (1979): Petrology of Gondwana coals of India; a comparative study. In: International Gondwana Symposium. 4th ed. Vol. 1. (Eds: LASKAR, B.; RAJA RAO, C.S.) Hindustan Publication, Calcutta, 305-319.
- SARKAR, A.N. (1988): Tectonic evolution of the Chhotanagpur Plateau and the Gondwana basins in eastern India; an interpretation based on supra-subduction geological processes. In: Precambrian of the eastern Indian Shield. Memoir of the Geological Society of India ed. Vol. 8. (Ed: MUKHOPADHYAY, D.) Geological Society of India, Bangalore, pp. 127-146.

- SARKAR,A.; PAUL,D.K.; ET AL. (1980): Lamprophyres from Indian Gondwanas - K-Ar ages and chemistry. *J. Geol. Soc. India* Vol. 21, pp. 188-193.
- SARKAR,A.; BHANUMATI,L.; BALASUBRAHMANYAN,M.N. (1981): Petrology, geochemistry and geochronology of the Chilka Lake igneous complex, Orissa State, India, *Lithos* Vol. 14 (2), pp. 93-111.
- SARKAR,A.; NANDA,J.K.; ET AL. (1989): Late Proterozoic alkaline magmatism in the Eastern Ghats Belt; Rb-Sr isotopic study on the Koraput Complex, Orissa. *Ind. Min.* Vol. 43 (3-4), pp. 265-272.
- SARKAR,A.; PAUL,D.K.; ET AL. (1990a): A geochemical and Pb, Sr isotopic study of the evolution of granite-gneisses from the Bastar Craton, central India. *J. Geol. Soc. India* Vol. 35 (5), pp. 481-496
- SARKAR,A.; SARKAR,G.; ET AL. (1990b): Precambrian geochronology of the central Indian Shield; a review. In: *Precambrian Geology of Central India*. (Ed: DHOUNDIAL,D.P.) (Special Publication Series of the Geological Survey of India, 28.) Geological Survey of India, Nagpur, pp. 453-482.
- SARKAR,A. (1994): K-Ar age of Mahuadanr Rhyodacite: Evidence for Late Triassic effusive activity in Eastern India. In: *Proceeding of the 9th Gondwana Symposium*. (Ed: MITRA,N.D.) Oxford & IBH Publishing, New Dehli, pp. 687-695.
- SARKAR,A.; DATTA,A.K.; ET AL. (1996): Geochronological studies of Mesozoic igneous rocks from eastern India. *J. South East A. Earth Sci* Vol. 13 (2), pp. 77-81.
- SARKAR,A.; PATI,U.C.; ET AL. (1998): Late-Archean charnockitic rocks from the northern marginal zones of the Eastern Ghats Belt; a geochronological study. *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneshwar* Vol. 1998, pp. 128-131.
- SARKAR,A.; PAUL,D.K. (1998): Geochronology of the Eastern Ghats Precambrian Mobile Belt - A review. *Spec. Pub. Ser. Geol. Surv. India* Vol. 44, pp. 51-86.
- SARKAR,A.; PATI,U.C.; ET AL. (1998): Late-Archean charnockitic rocks from the northern marginal zones of the Eastern Ghats Belt; a geochronological study, *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneshwar* 1998, pp. 128-131.
- SARKAR,S.N.; SAHA,A.K. (1977): The present status of the Precambrian stratigraphy, tectonics and geochronology of Singhbhum-Keonjhar-Mayurbhanj region, eastern India. *Indian J. Earth Sci.* Vol. S. Ray Volumes, pp. 37-65.
- SARKAR,S.N. (1983): Present status of Precambrian stratigraphy and geochronology of peninsular India; a synopsis. *Indian J. Earth Sci.* Vol. 10 (1), pp. 104-106.
- SARKAR,S.N.; SAHA,A.K.; SEN,S. (1990c): Structural pattern of Pala Lahara area, Dhenkhanal district, based on aerial photo interpretation and ground data. *Indian J. Earth Sci.* Vol. 17 (2), pp. 128-137.
- SCHOWENGERDT,R.A. (1997): *Remote Sensing - Models and Methods for Image Processing*. Academic Press, San Diego, 370 p.
- SEN,C.R. (1995): Gondwana Stratigraphy - Status and Problems. *Ind. J. Geol* Vol. 67 (4), pp. 243-262.
- SEN,D.P.; PRADHAN,S.N. (1992): Step-like delta from Talchir rocks around village Simlipal, Orissa. *J. Geol. Soc. India* Vol. 40 (2), pp. 105-113.
- SEN,D.P.; GHOSH,S. (1996): Syntectonic sedimentation and basin development by prograding step-like faults: study from the western part of Talchir Gondwana Basin, Orissa India. *Ind. J. Geol* Vol. 68 (3), pp. 157-171.
- SEN,S.K.; BHATTACHARYA,S.; ACHARYYA,A. (1995): A multi-stage pressure-temperature record in the Chilka lake granulites: the epitome of the metamorphic evolution of the Eastern ghats, India? *J. Met. Geol* Vol. 13, pp. 287-298.
- SENGÖR,A.M.C.; BURKE,K. (1978): Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implication. *Geoph. Res. Lett* Vol. 5, pp. 419-421.
- SHARMA,S.N. (1985): Diamond; an overview. *J. Mine. Met. Fuel* Vol. 33 (9-10), pp. 400-402.
- SHAW,R.K.; ARIMA,M.; ET AL. (1997): Proterozoic events in the Eastern Ghats Granulite Belt, India: Evidence from Rb-Sr, Sm-Nd systematics and SHRIMP dating. *J. Geol* Vol. 105, pp. 645-656.
- SHERATON,J.W. (1980): Geochemistry of Precambrian metapelites from East Antarctica; secular and metamorphic variations. *BMR J. Austr. Geol. Geophys* Vol. 5 (4), pp. 279-288.
- SHERATON,J.W.; BLACK,L.P. (1981): Geochemistry and geochronology of Proterozoic tholeiite dykes of East Antarctica; evidence for mantle metasomatism, *Contrib. Mineral. Petrology* Vol. 78 (3), pp. 305-317.

- SHERATON, J.W. (1983): Geochemistry of mafic igneous rocks of the northern Prince Charles Mountains, Antarctica, *J. Geol. Soc. Aust* Vol. 30 (3), pp. 295-304.
- SHERATON, J.W.; BLACK, L.P.; MCCULLOCH, M.T. (1984): Regional geochemical and isotopic characteristics of high-grade metamorphics of the Prydz Bay area; the extent of Proterozoic reworking of Archaean continental crust in East Antarctica, *Prec. Res* Vol. 26 (2), pp. 169-198.
- SIBSON, R.H. (1975): Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting, *R. Astron. Soc., Geophys. J* Vol. 43 (3), pp. 775-794.
- SIBSON, R.H. (1980): A comment on "Frictional heating on a fault zone with finite thickness", by R. K. Cardwell, D. S. Chinn, G. F. Moore and D. L. Turcotte, *R. Astron. Soc., Geophys. J* Vol. 56 (1), pp. 237-238.
- SIMMAT, R.; RAITH, M. (1998): EPMA monazite dating of metamorphic events in the Eastern Ghats Belt of India. *Proceedings of the Workshop on Eastern Ghats Mobile Belt, Bhubaneswar* Vol. 1998, pp. 126-128.
- SIMMAT, R.; RAITH, M. (2000): EPMA monazite dating of metamorphic events in the Eastern Ghats Belt of India. *Workshop Aufbau und Entwicklung der präkambrischen Kruste Indiens, Bonn*, pp. 34-36.
- SINHA, R.S.; RADHAKRISHNA, T. (1983): Geochemistry and petrogenesis of basic dykes of Agali area, Palghat District, Kerala. *J. Geol. Soc. India* Vol. 24 (12), pp. 628-638.
- SOFFEL, H.C. (1991): *Palaeomagnetismus und Archaeomagnetismus*. Springer Verlag, Heidelberg. 250 p.
- SONG, T.; CAWOOD, P.A. (2000): Structural styles in the Perth Basin associated with the Mesozoic breakup of Greater India and Australia, *Tectonophysics* Vol. 317, pp. 55-72.
- SPRANG, J.H. (1972): Numerical method for dynamic analysis of calcite lamellae. *Bull. Geol. Soc. Am* Vol. 83, pp. 467-472.
- SPRAY, J.G. (1992): A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics* Vol. 204 (3-4) (Frictional melting processes and products in geological materials, Eds: MAGLOUGHLIN, J.F.; SPRAY, J.G.), pp. 205-221.
- SPRAY, J.G.; KELLEY, S.P.; REIMOLD, W.U. (1995): Laser probe argon-40/argon-39 dating of coesite- and stishovite-bearing pseudotachylites and the age of the Vredefort impact event. *Meteoritics* Vol. 30 (3), pp. 335-343.
- SRIVASTAVA, V.K.; AHMAD, A.; CASSHYAP, S.M. (1991): Control of basin floor configuration on sedimentary evolution of Talchir sediments in parts of Son-Mahanadi Gondwana basin belt, M.P. In: *Sedimentary basins of India*; (Eds: TANDON, S.K.; PANT, C.C.; CASSHYAP, S.M.) University of Delhi, Delhi, pp. 30-49.
- STAGG, H.M.J. (1985): The structure and origin of Prydz Bay and MacRobertson Shelf, East Antarctica. *Tectonophysics* Vol. 114 (1-4), pp. 315-340.
- STOREY, B.C.; ALABASTER, T. (1991): Tectonomagmatic controls on Gondwana breakup models: evidence from the proto-pacific margin of antarctica. *Tectonics* Vol. 10 (6), pp. 1274-1288.
- STOREY, B.C.; KENT, R.W.; ET AL. (1992): Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationships to the Kerguelen Plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Vol. 120, pp. 33-53.
- STOREY, M.; SAUNDERS, A.D.; ET AL. (1989): Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. *Nature* Vol. 338 (6216), pp. 574-576.
- SUBBA, R.M.V.; RAO, M.; ET AL. (1994): Petrogenetic and tectonic implication of the geochemical signatures in the Syhlet Traps, India. In: *Proceedings of the Ninth Gondwana Symposium*. (Ed: MITRA, N.D.) Oxford & IBH Publishing, New Delhi, pp. 833-853.
- SUBRAHMANYAM, C.; THAKUR, N.K.; ET AL. (1999): Tectonics of the Bay of Bengal: new inside from satellite-gravity and ship borne geophysical data, *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 171, pp. 237-251.
- SUN, S.; McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt, implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Vol. 42. (Eds: SAUNDERS, J.B.; NORRY, M.J.) Geological Society, London, pp. 313-345.
- SWANSON, M.T. (1988): Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster brittle zone, S. Maine. *J. Struct. Geol* Vol. 10 (8), pp. 813-828.

- SWANSON, M.T. (1992): Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylite generation, *Tectonophysics* Vol. 204 (3-4) (Frictional melting processes and products in geological materials, Eds: MAGLOUGHLIN, J.F.; SPRAY, J.G.), pp. 223-242.
- TAKIGAMI, Y.; SAKAI, H.; ET AL. (1995): ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and paleomagnetic data for metamorphic and igneous rocks from Mahanadi and Godavari grabens, East India. *Proc. NIPR Symp. Ant. Geosci* Vol. 8, p. 277.
- TAYLOR, L.A.; MCLENNAN, M.S. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 290 p.
- TEWARI, R.C.; CASSHYAP, S.M. (1994): Mesozoic tectonic and rifting events in Peninsular India and their bearing on Gondwana stratigraphy and sedimentation. In: *Ninth International Gondwana Symposium, abstracts*, Hyderabad, p. 87.
- TEWARI, R.C.; CASSHYAP, S.M. (1996): Mesozoic Tectonic Events including Rifting in Peninsular India and their bearing on Gondwana Sedimentation. In: *Proceedings on Gondwana 9th*. (Ed: MITRA, N.D.) Oxford & IBH Publishing, New Dehli, pp. 865-872.
- TEWARI, R.C.; VEEVERS, J.J. (1993): Gondwana basins of India occupy the middle of a 7500 km sector of radial valleys and lobes in central-eastern Gondwanaland. In: *Gondwana Eight, Assembly, evolution and dispersal*. (Eds: FINDLAY, R.H.; UNRUG, R.; et al.) A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 507-512.
- THOMAS, M.F. (Ed.) (1994): *Geomorphology in the tropics*. John Wiley & Sons, Chichester. 460 p.
- THORAT, P.K.; NATARAJAN, A.; ET AL. (1990): Stratigraphy and sedimentation in parts of Bilaspur and Rajnagaon district, Madhya Pradesh. In: *Precambrian Geology of Central India*. (Ed: DHOUNDIAL, D.P.) (Special Publication Series of the Geological Survey of India, 28.) Geological Survey of India, pp. 167-180.
- TIWARI, R.S.; SRIVASTAVA, S.C.; ET AL. (1988): Morphographic study of Permian palynomorphs; *Callumispora*, *Parasaccites*, *Crucisaccites* and *Faunipollenites*. *The Palaeobotanist* Vol. 37 (2), pp. 215-266.
- TIWARI, R.S.; TRIPATHI, A.; ET AL. (1987): Palynological dating of olive-green shales underlying the Athgarh Sandstone in Mahanadi Basin. *Curr. Sci* Vol. 56 (22), pp. 1150-1153.
- TORSVIK, T.H.; SMETHURST, M.A.; ET AL. (1996): Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia, *Earth Sci. Rev* Vol. 40, pp. 229-258.
- TRIPATHI, C.; MURTI, K.S. (1981): Search for source rock of alluvial diamonds in the Mahanadi Valley. Anonymous. *Proceedings of the Symposium on Vindhya of central India*. Miscellaneous-Publications, Geological-Survey-of-India Vol. 50, pp. 205-212.
- TURNER, F.J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci* Vol. 251, pp. 276-298.
- VALDIYA, K.S. (1995): Proterozoic sedimentation and Pan-African geodynamic development in the Himalaya. *Prec. Res* Vol. 74, pp. 35-55.
- VAN DER VOO, R. (1990): The reliability of paleomagnetic data, *Tectonophysics* Vol. 184, pp. 1-9.
- VEEVERS, J.J. (1991): Mid-Triassic lacuna on the Gondwanaland Platform during the final coalescence and incipient dispersal of Pangaea. In: *Gondwana seven: proceedings papers presented at the 7th International Gondwana Symposium*. (Eds: ULBRICH, H.; ROCHA, C.A.C.) Institut de Geociencias, Sao Paulo, pp. 604-612.
- VEEVERS, J.J.; CLARE, A.; WOPFNER, H. (1994): Neocratonic magmatic-sedimentary basins of post-Variscan Europe and post Kanimblan eastern Australia generated by right-lateral transtension of Permo-Carboniferous Pangaea. *Basin Res* Vol. 6, pp. 141-157.
- VEEVERS, J.J.; TEWARI, R.C. (Eds.) (1995): *Gondwana Master Basin of Peninsular India between Tethys and the Interior of the Gondwanaland Province of Pangea*. *Memoir of the Geological Society of America* ed. Vol. 187. Geological Society of America, Boulder. 72 p.
- VEEVERS, J.J.; TEWARI, R.C.; MISHRA, H.K. (1996): Aspects of Late Triassic to Early Cretaceous disruption of the Gondwana coal-bearing fan of east-central Gondwanaland. In: *Proceedings of Ninth International Gondwana Symposium*. (Eds: GUHA, S.K.; AYYASAMI, K.; et al.) A.A. Balkema, Rotterdam, 637-646.
- VERMA, R.K.; PRASAD, S.N. (1974): Paleomagnetic Study and Chemistry of Newer Dolerites from Singhbhum, Bihar, India. *Can. J. Earth Sci* Vol. 11 (8), pp. 1043-1054.
- VINOGRADOV, A.P.; TUGARINOV, A.I.; ET AL. (1966): *Geokhronologiya dokembriya Indii*. Akad. Nauk SSSR, Kom. Opred. Absol. Vozrasta Geol. Form., Tr. No. 13, pp. 394-408, illus. (incl. sketch maps), 1966.

- VISSER, J.N.J.; PRAEKELT, H.E. (1996): Subduction, mega shear systems and Later Paleozoic basin development in the African segment of Gondwana. *Geol. Rund.* Vol. 85, pp. 632-646.
- VISSER, J.N.J.; PRAEKELT, H.E. (1998): Late Paleozoic crustal block rotations within the Gondwana sector of Pangea. *Tectonophysics* Vol. 287, pp. 201-212.
- WAGNER, G.A.; VAN DEN HAUTE, P. (1992): *Fission Track Dating*. Enke Verlag, Stuttgart. 325 p.
- WAREHAM, C.D.; PANKHURST, R.J.; ET AL. (1998): Pb, Nd und Sr Isotope mapping of Grenville-age Crustal provinces in Rodinia, *J. Geol.* Vol. 106, pp. 647-659.
- WARNER, R.D.; WASILEWSKI, P.J. (1990): Magnetic petrology of eastern North America diabases, olivine-noramitve dikes from Western South Carolina. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 98, pp. 340-359.
- WEBB, J.A.; FIELDING, C.R. (1993): Permo-Triassic sedimentation within the Lambert Graben, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. In: *Gondwana eight; Assembly, evolution and dispersal*. (Eds: FINDLAY, R.H.; UNRUG, R.; et al.) Tasmania Dep. Mines, Australia, Tasmania, 357-369.
- WEGENER, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rund.* Vol. 3, pp. 276-292.
- WEIS, D.; FREY, F.A. (1994): Evolution of the Kerguelen plume with time and its role in the generation of Indian Ocean crust. Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B., Turrin, B. D. (eds.): *Abstracts of the Eighth international conference on Geochronology, cosmochronology, and isotope geology*. U.S.-Geological-Survey-Circular Vol. 10, p. 351.
- WEIS, D.; FREY, F.A.; ET AL. (1991): Ninetyeast Ridge (Indian Ocean); a 5000 km record of a Dupal mantle plume. *Geol.* Vol. 19 (2), pp. 99-102.
- WENK, H.R. (1978): Are pseudotachylites products of fracture or fusion? *Geol.* Vol. 6 (8), pp. 507-511.
- WENK, H.R.; WEISS, L.E. (1982): Al-rich calcic pyroxene in pseudotachylite; an indicator of high pressure and high temperature? *Tectonophysics* Vol. 84 (2-4), pp. 329-341.
- WHITE, J.C. (1996): Transient discontinuities revisited: pseudotachylite, plastic instability and influence of low pore fluid pressure on deformation process in the mid-crust. *J. Struct. Geol.* Vol. 18 (12), pp. 1471-1486.
- WHITE, R.; MCKENZIE, D. (1989): Magmatism at rift zones: The generation of volcanic margins and flood basalts. *J. Geoph. Res.* Vol. 94 (B6), pp. 7685-7729.
- WHITE, W.M. (1998): *Geochemistry*. John Hopkins University Press, New York. 698 p.
- WHITECHURCH, H.; MONTIGNY, R.; ET AL. (1992): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of central Kerguelen Plateau basalts. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Vol. 120, pp. 71-77.
- WILSON, M. (1989): *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London. 466 p.
- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* Vol. 20, pp. 325-343.
- WINGATE, M.T.D.; CAMPBELL, I.H.; ET AL. (1998): Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic - basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia, *Prec. Res.* Vol. 98 (3-4), pp. 137-161.
- WINGATE, M.T.D.; GIDDINGS, J.W. (2000): Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implication for an Australian Laurentia connection at 755 Ma, *Prec. Res.* Vol. 100 (3-4), pp. 335-357.
- WOOD, D.A. (1980): The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 50, pp. 11-30.
- WOODCOCK, N.H.; FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.* Vol. 8 (7), pp. 725-735.
- WOPFNER, H. (1991): Permo-Triassic sedimentary basins in Australia and East Africa and their relationship to Gondwanic stress pattern. In: *Gondwana seven proceedings*: (Eds: ULBRICH, H.; ROCHA, C.A.C.) Institut de Geociencias, Sao Paulo, pp. 133-146.
- WOPFNER, H. (1993): Structural development of Tanzanian Karoo basins and the break-up of Gondwana. In: *Gondwana Eight: Proceedings of the Eighth Gondwana Symposium*. (Eds: FINDLAY, R.H.; UNRUG, R.; et al.) A.A. Balkema, Rotterdam, 531-539.

- WRIGHT,N.; LAYER,P.W.; YORK,D. (1991): New inside into thermal history from single grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of biotite. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 104 (1-4), pp. 70-79.
- YORK,D. (1969): Least-square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett* Vol. 5, pp. 320-324.
- YOSHIDA,M.; FUNAKI,M.; VITANAGE,P.W. (1989): A Jurassic dolerite dyke from Sri Lanka and it's paleomagnetic analysis. *J. Geol. Soc. India* Vol. 30, pp. 71-76.
- YOSHIDA,M. (1995): Assembly of East Gondwanaland during the Mesoproterozoic and rejuvenation during the Pan-African Period. In: *India and Antarctica during Precambrium. Geological Society of India Memoir ed. Vol. 34.* (Eds: YOSHIDA,M.; SANTOSH,M.) Geological Society of India, Bangalore, pp. 25-46.
- ZERNITZ,E.R. (1932): Drainage pattern and their significance. *J. Geol* Vol. 40, pp. 498-521.
- ZIJDERVELD,J.D.A. (1967): A.C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Resultats. In: *Methods in Paleomagnetism.* (Eds: COLLINSON,D.W.; CREER,K.M.; RUNCORN,S.K.) Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.
- ZHAO,J.-xin; ELLIS,D.J.; ET AL. (1997):Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implication for charnockite petrogenesis and proterozoic crustal evolution, *Prec. Res* Vol.81 , pp. 37-66.
- ZHAO,Y.; XIAOHAN,L.; ET AL. (1997):Syn- and posttectonic cooling and exhumation in the Larsemann Hills, East Antarctica, *Episodes* Vol.20 (2), pp. 122-127.

Anlagenband zur Dissertation

Geologische Entwicklung im Umfeld des Mahanadi-Riftes (Indien)

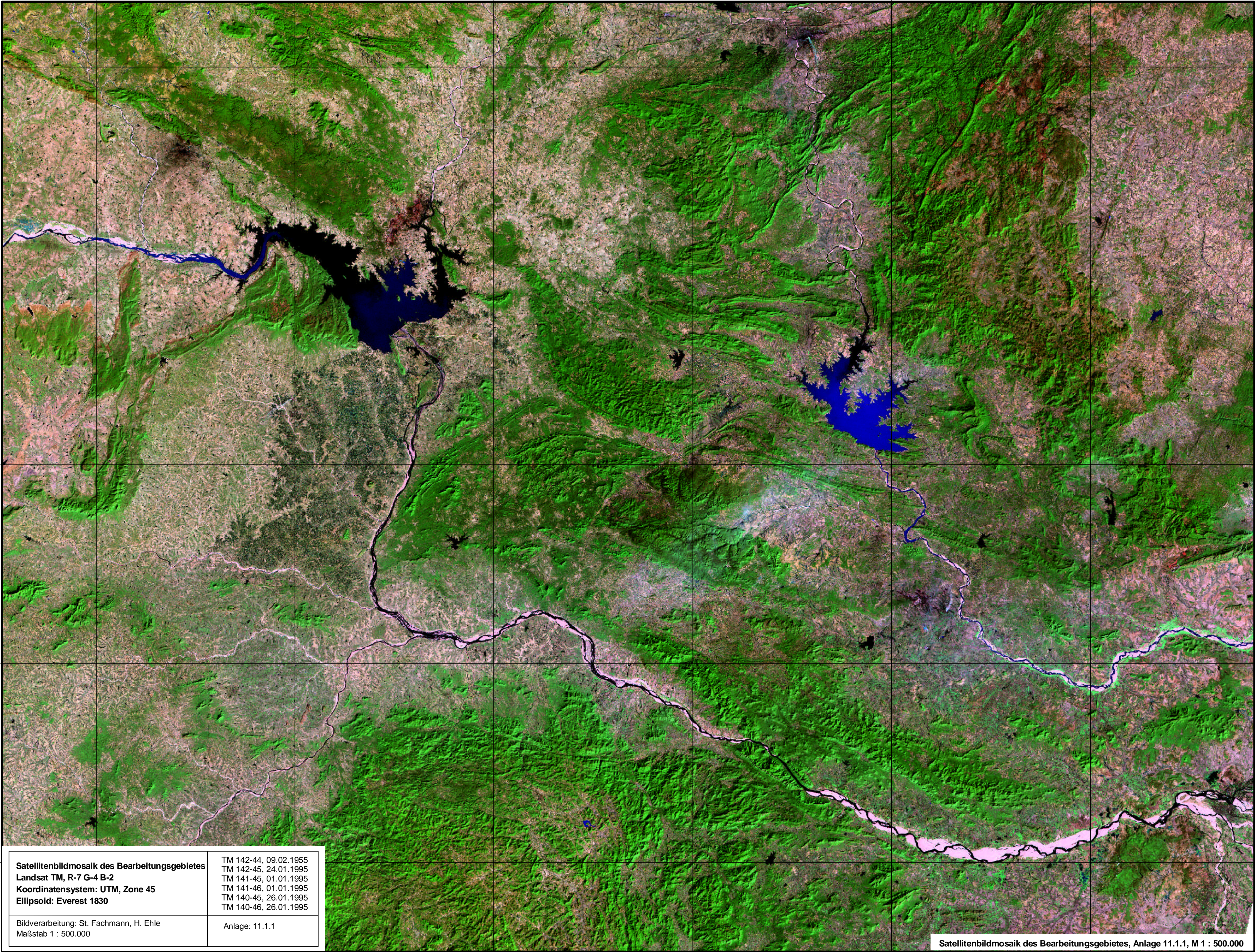
Inhalt

- 11.1 Satellitenbildkarten
- 11.2 Interpretationskarten
- 11.3 Bildtafeln
- 11.4 Datenzusammenstellung der Feldarbeiten
- 11.5 Ergebnisse der Laboruntersuchungen Geochemie
- 11.6 Ergebnisse der Laboruntersuchungen Geochronologie
- 11.7 Ergebnisse Paläomagnetik

Anlage 11.1

Satellitenbildkarten

- 11.1.1 LANDSAT-TM-Mosaik, Gesamtgebiet, M 1 : 500.000
- 11.1.2 LANDSAT-TM-Mosaik, Ausschnitt Angul-Domäne,
Talchir-Becken, M 1 : 250.000
- 11.1.3 Farbkompositdarstellung Rairakhol-Samal-Lineament
LANDSAT-TM / IRS 1C, M 1 : 100.000
- 11.1.4 Farbkompositdarstellung Gebiet um Raigarh
LANDSAT-TM / IRS 1C-Pan, M 1 : 100.000
- 11.1.5 Perspektivansicht (DGM, LANDSAT TM, Interpretation)
für das Gebiet um Raigarh



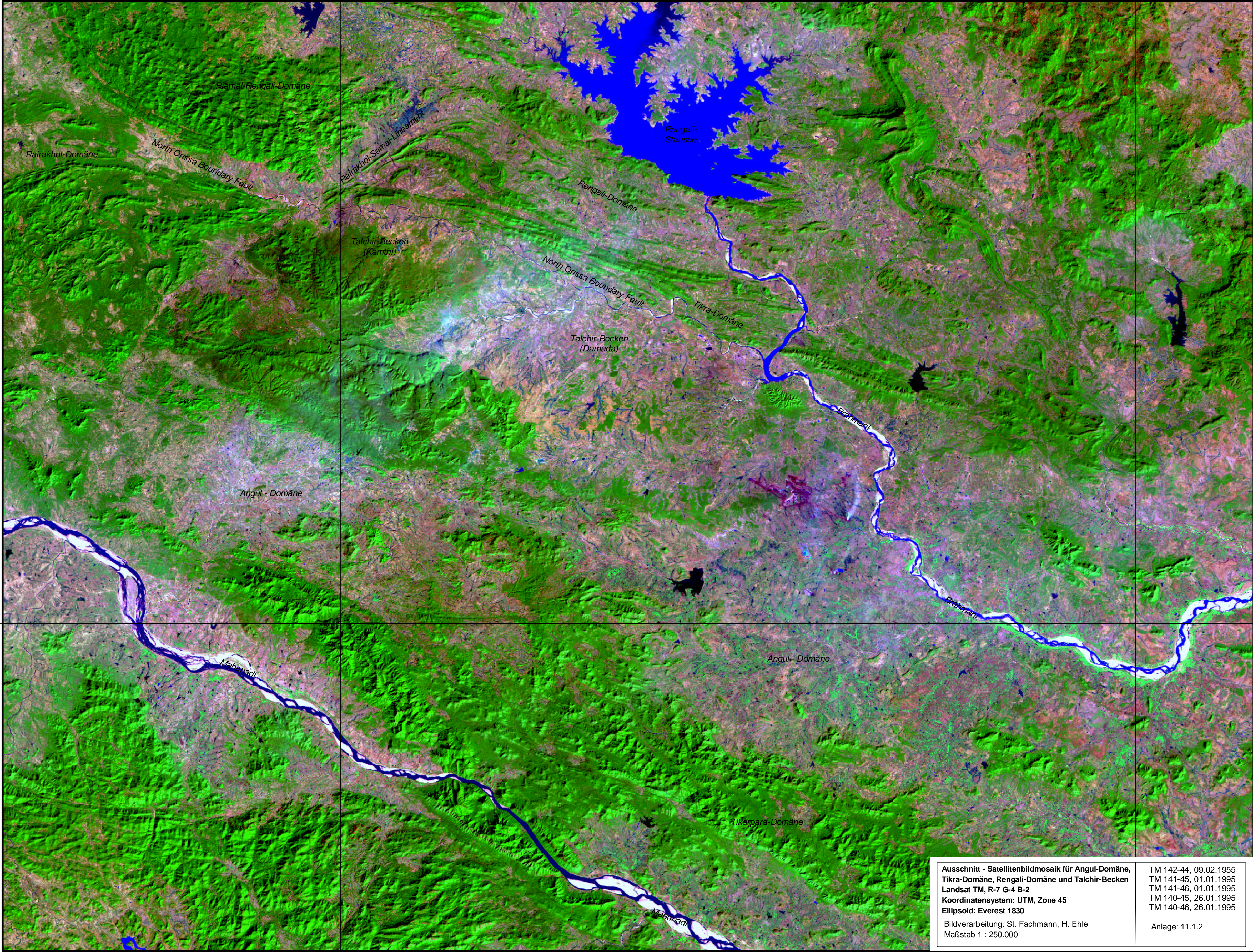
Satellitenbildmosaik des Bearbeitungsgebietes
Landsat TM, R-7 G-4 B-2
Koordinatensystem: UTM, Zone 45
Ellipsoid: Everest 1830

TM 142-44, 09.02.1955
TM 142-45, 24.01.1995
TM 141-45, 01.01.1995
TM 141-46, 01.01.1995
TM 140-45, 26.01.1995
TM 140-46, 26.01.1995

Bildverarbeitung: St. Fachmann, H. Ehle
Maßstab 1 : 500.000

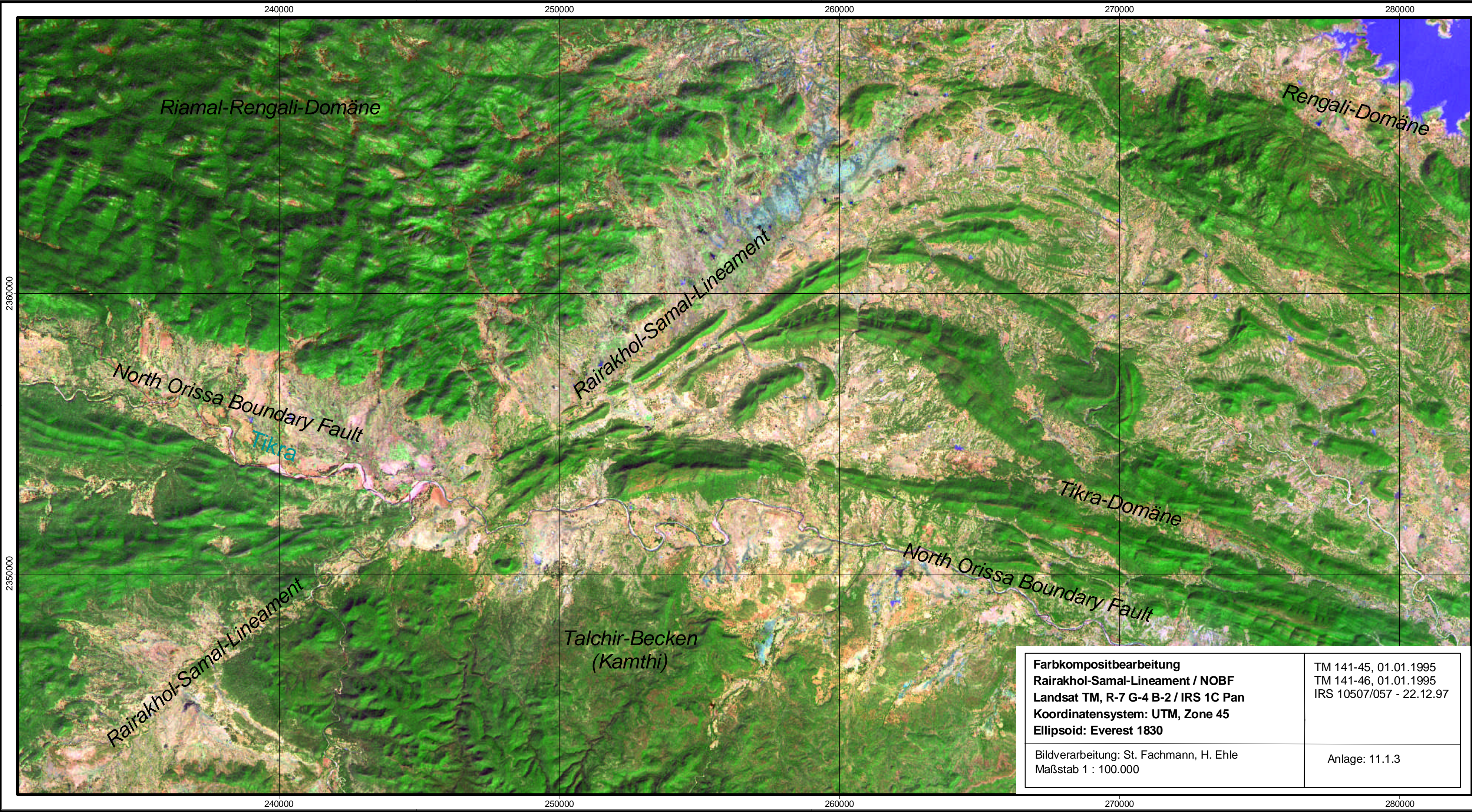
Anlage: 11.1.1

Satellitenbildmosaik des Bearbeitungsgebietes, Anlage 11.1.1, M 1 : 500.000

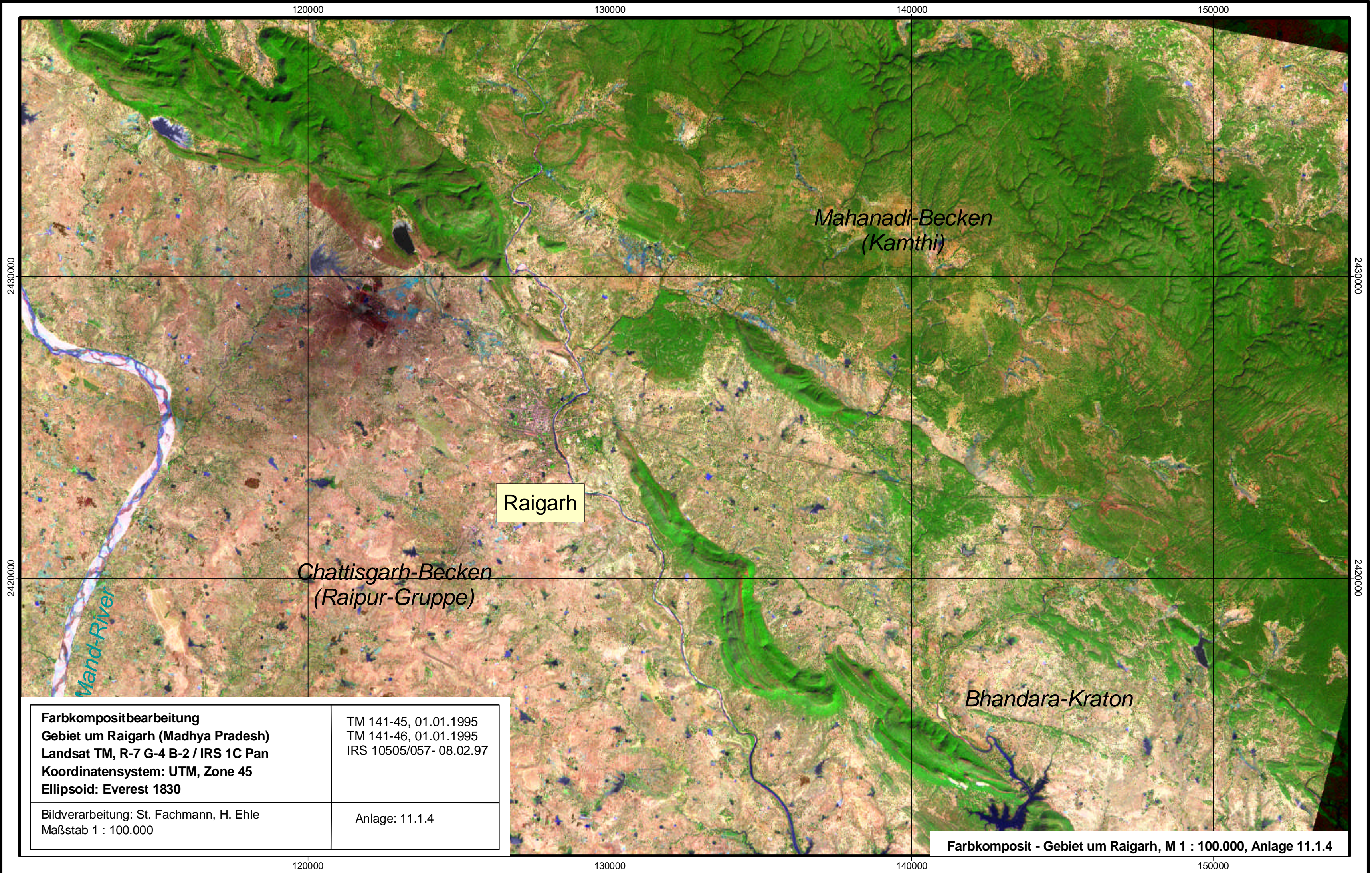


Ausschnitt - Satellitenbildmosaik für Angul-Domäne, Tikra-Domäne, Rengali-Domäne und Talchir-Becken Landsat TM, R-7 G-4 B-2 Koordinatensystem: UTM, Zone 45 Ellipsoid: Everest 1830	TM 142-44, 09.02.1955 TM 141-45, 01.01.1995 TM 141-46, 01.01.1995 TM 140-45, 26.01.1995 TM 140-46, 26.01.1995
	Anlage: 11.1.2

Bildverarbeitung: St. Fachmann, H. Ehle
Maßstab 1 : 250.000

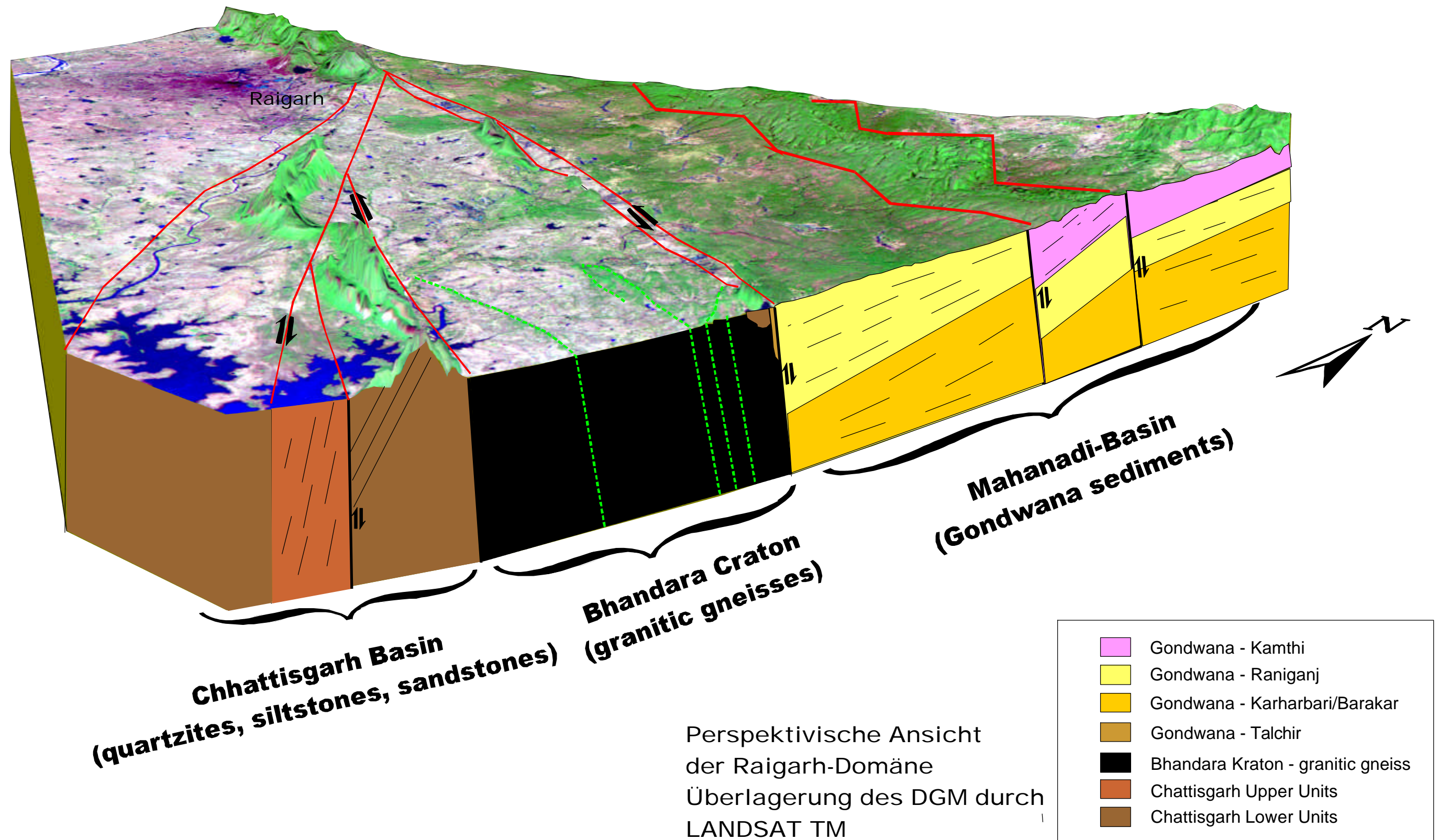


Farbkompositbearbeitung Rairakhol-Samal-Lineament / NOBF Landsat TM, R-7 G-4 B-2 / IRS 1C Pan Koordinatensystem: UTM, Zone 45 Ellipsoid: Everest 1830	TM 141-45, 01.01.1995 TM 141-46, 01.01.1995 IRS 10507/057 - 22.12.97
	Anlage: 11.1.3



Farbkompositbearbeitung Gebiet um Raigarh (Madhya Pradesh) Landsat TM, R-7 G-4 B-2 / IRS 1C Pan Koordinatensystem: UTM, Zone 45 Ellipsoid: Everest 1830	TM 141-45, 01.01.1995 TM 141-46, 01.01.1995 IRS 10505/057- 08.02.97
Bildverarbeitung: St. Fachmann, H. Ehle Maßstab 1 : 100.000	Anlage: 11.1.4

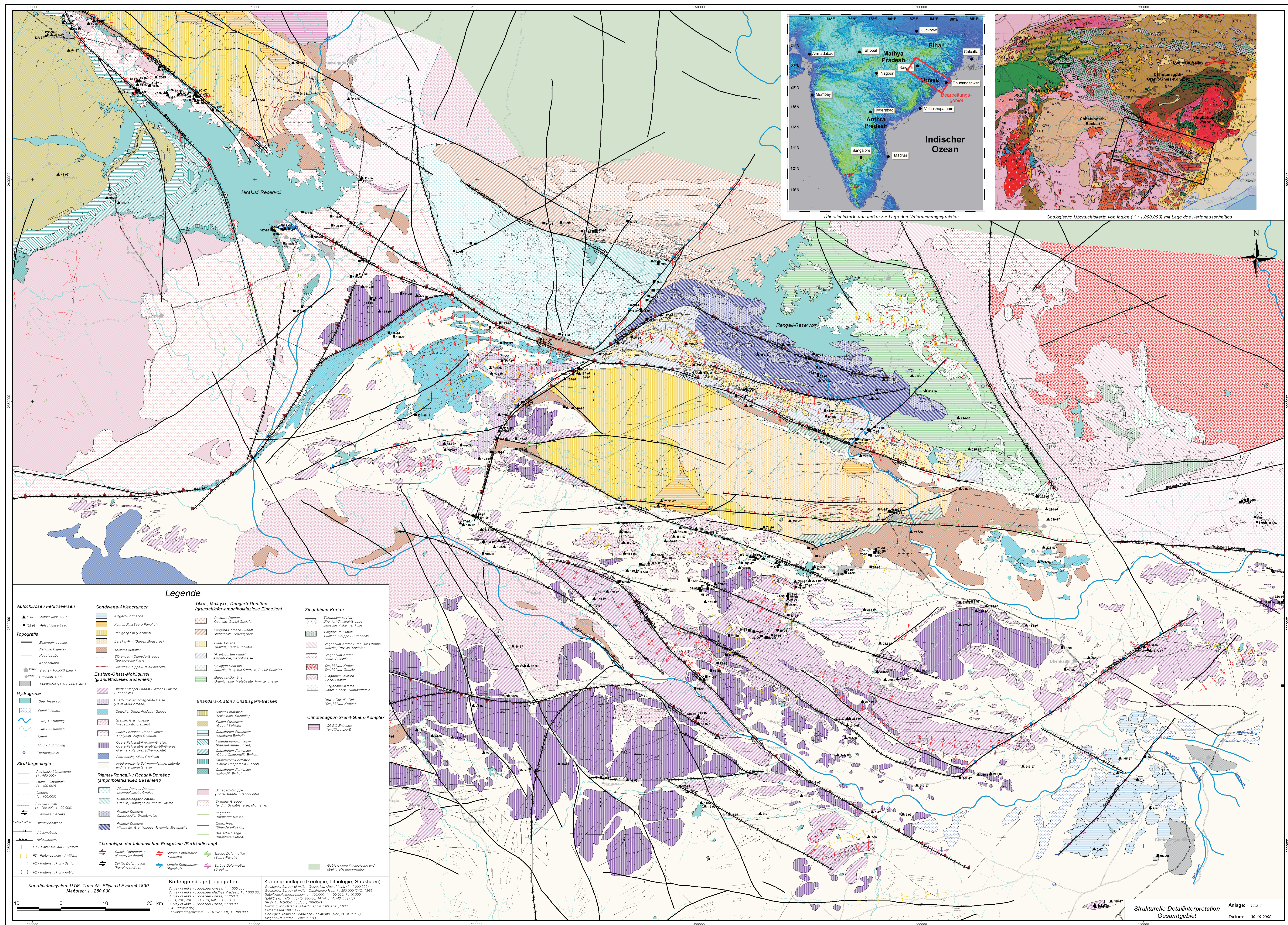
Farbkomposit - Gebiet um Raigarh, M 1 : 100.000, Anlage 11.1.4

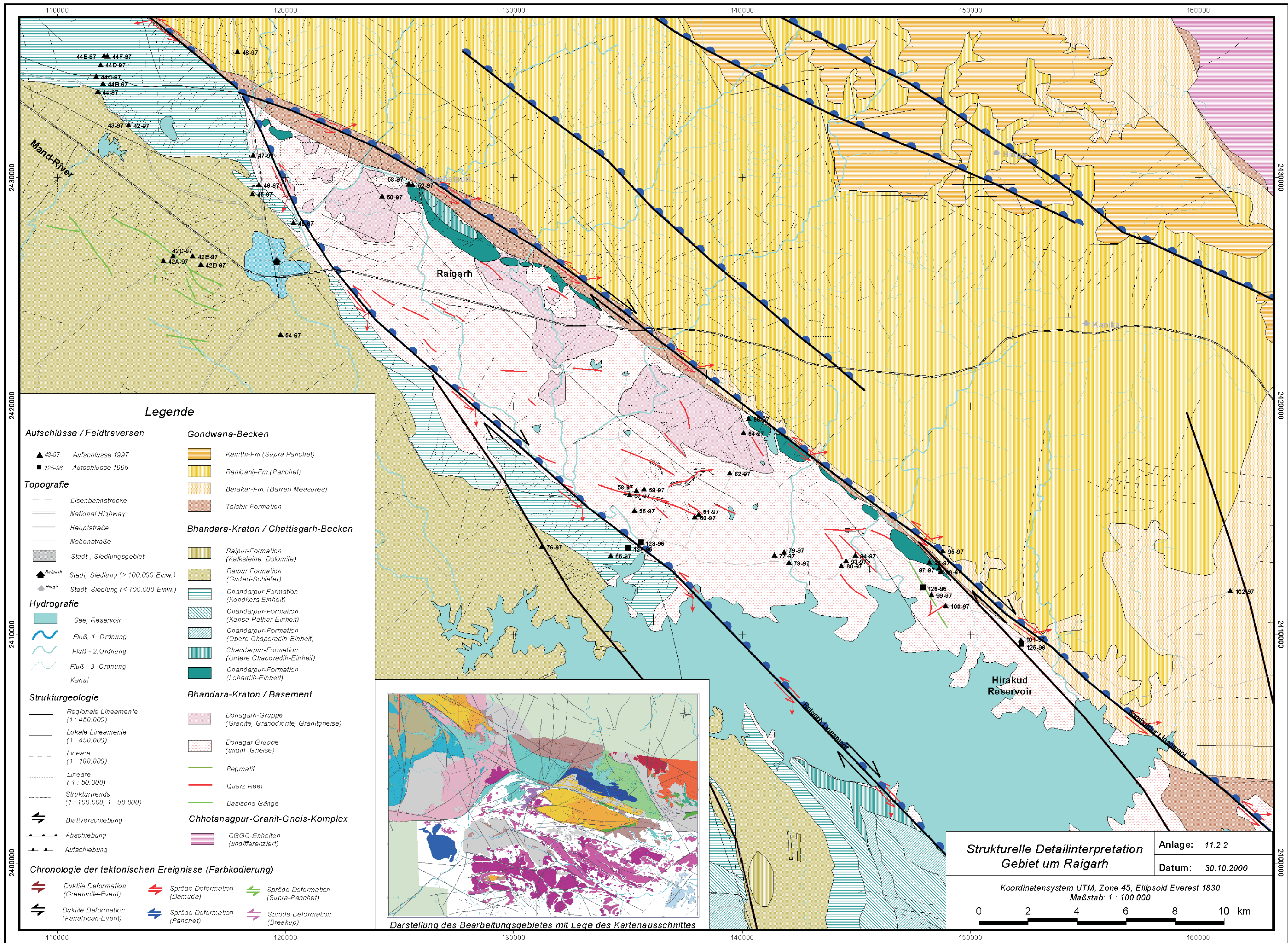


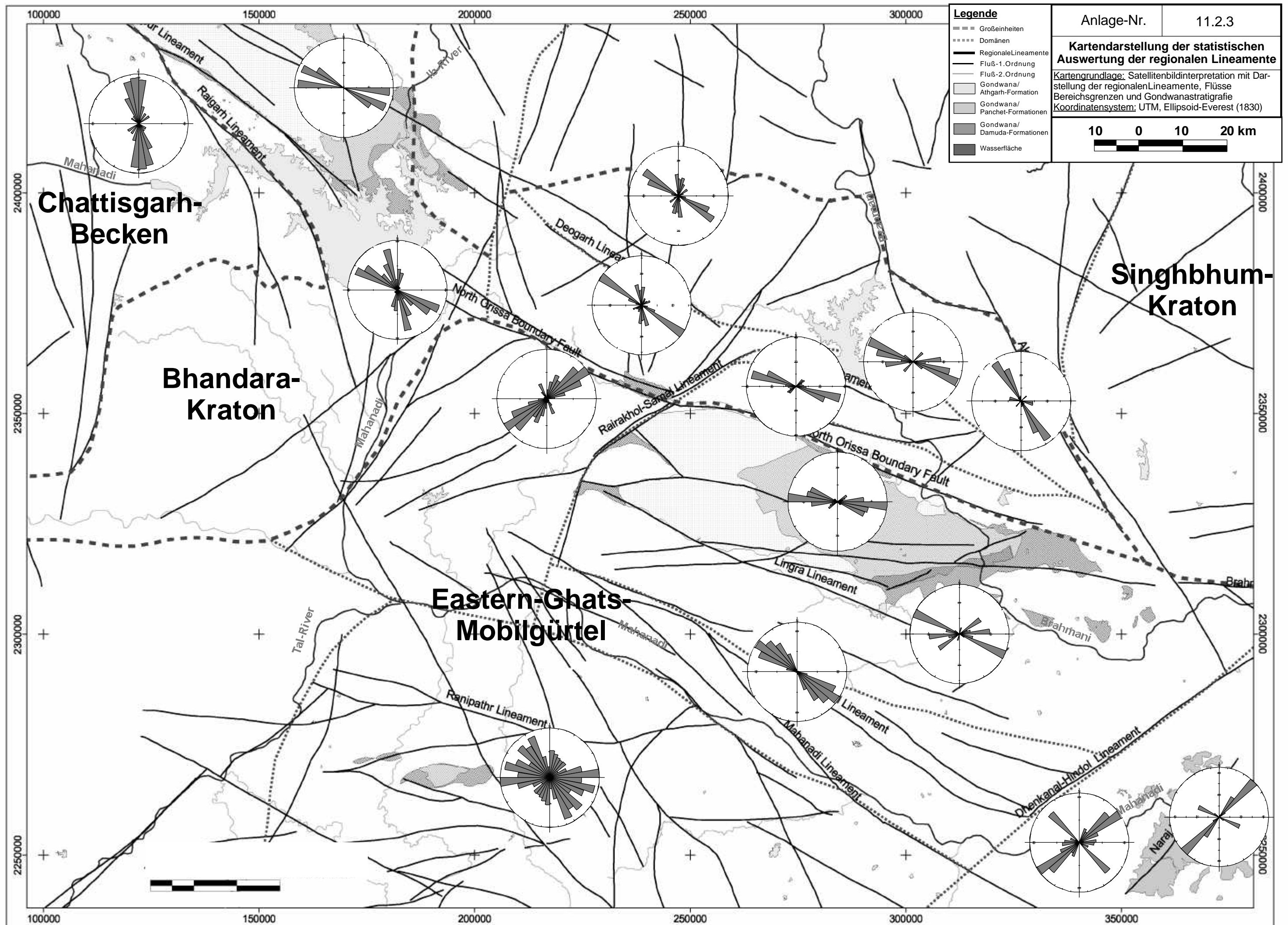
Anlage 11.2

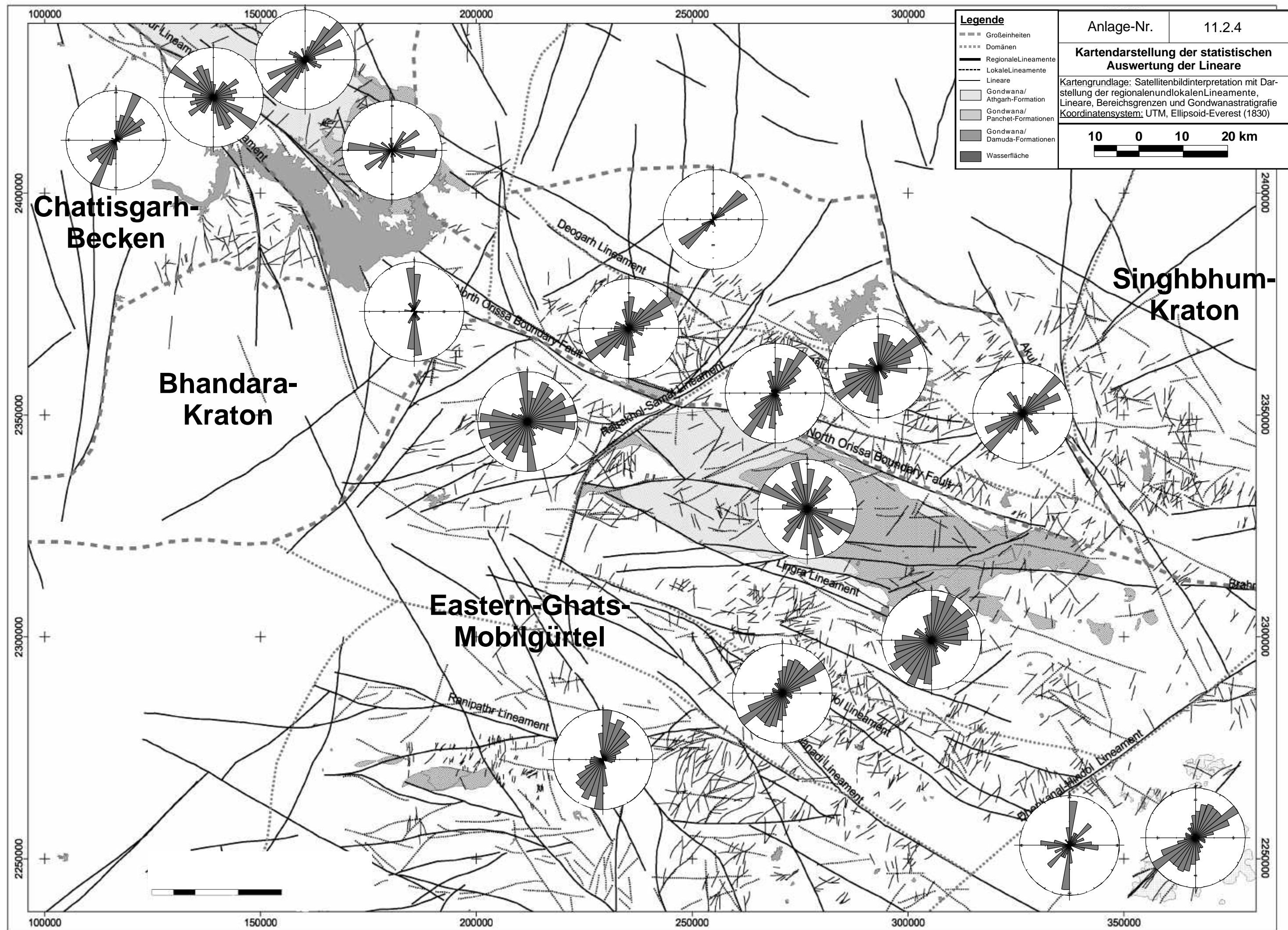
Interpretationskarten

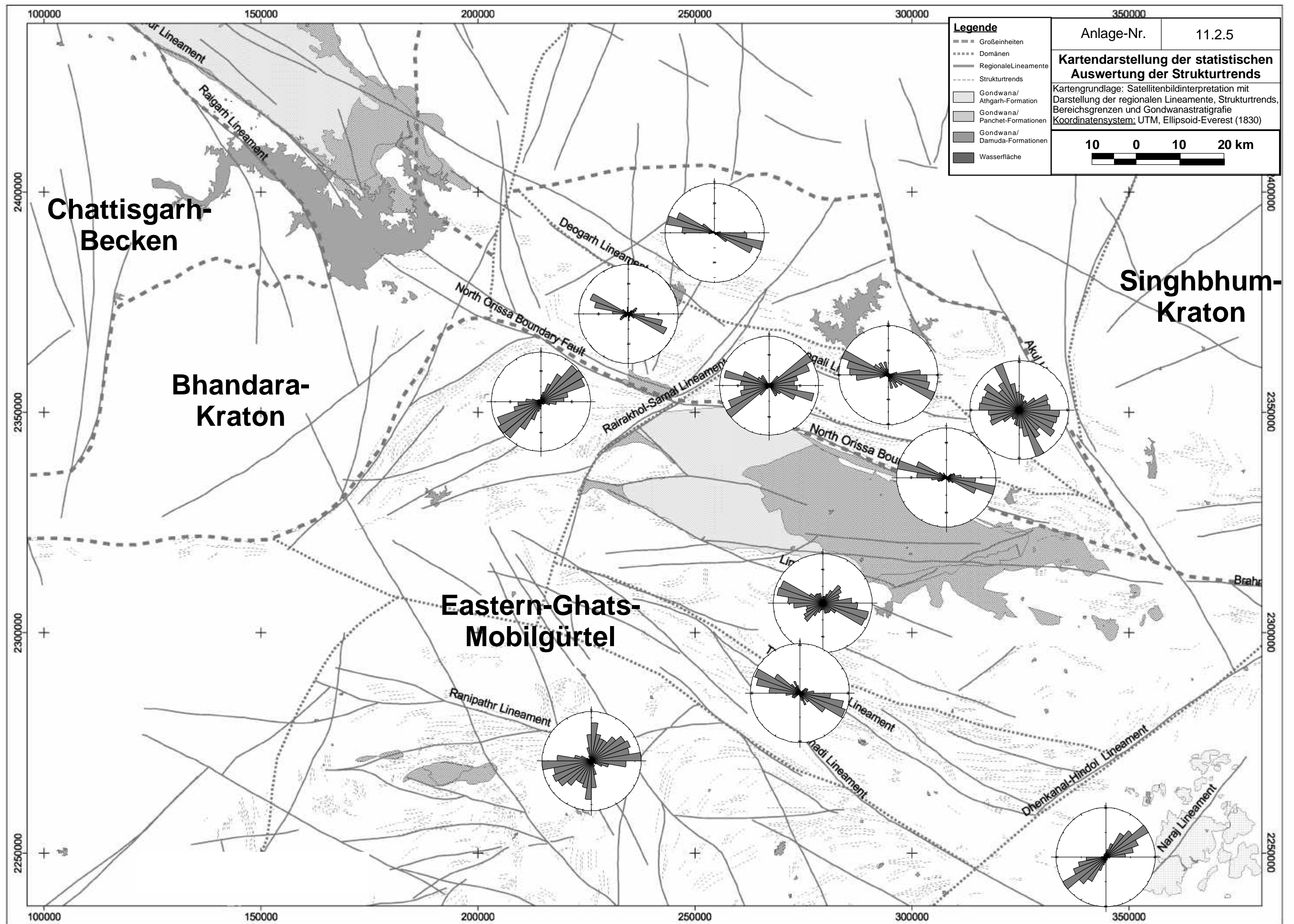
- 11.2.1 Strukturelle Übersichtsinterpretation, M 1 : 250.000
- 11.2.2 Strukturelle Detailinterpretation Gebiet um Raigarh, M 1 : 100.000
- 11.2.3 Kartendarstellung der statistischen Auswertung der regionalen Lineamente
- 11.2.4 Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Lineare
- 11.2.5 Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Strukturtrends
- 11.2.6 Kartendarstellung der statistischen Auswertung der Flußanomalien

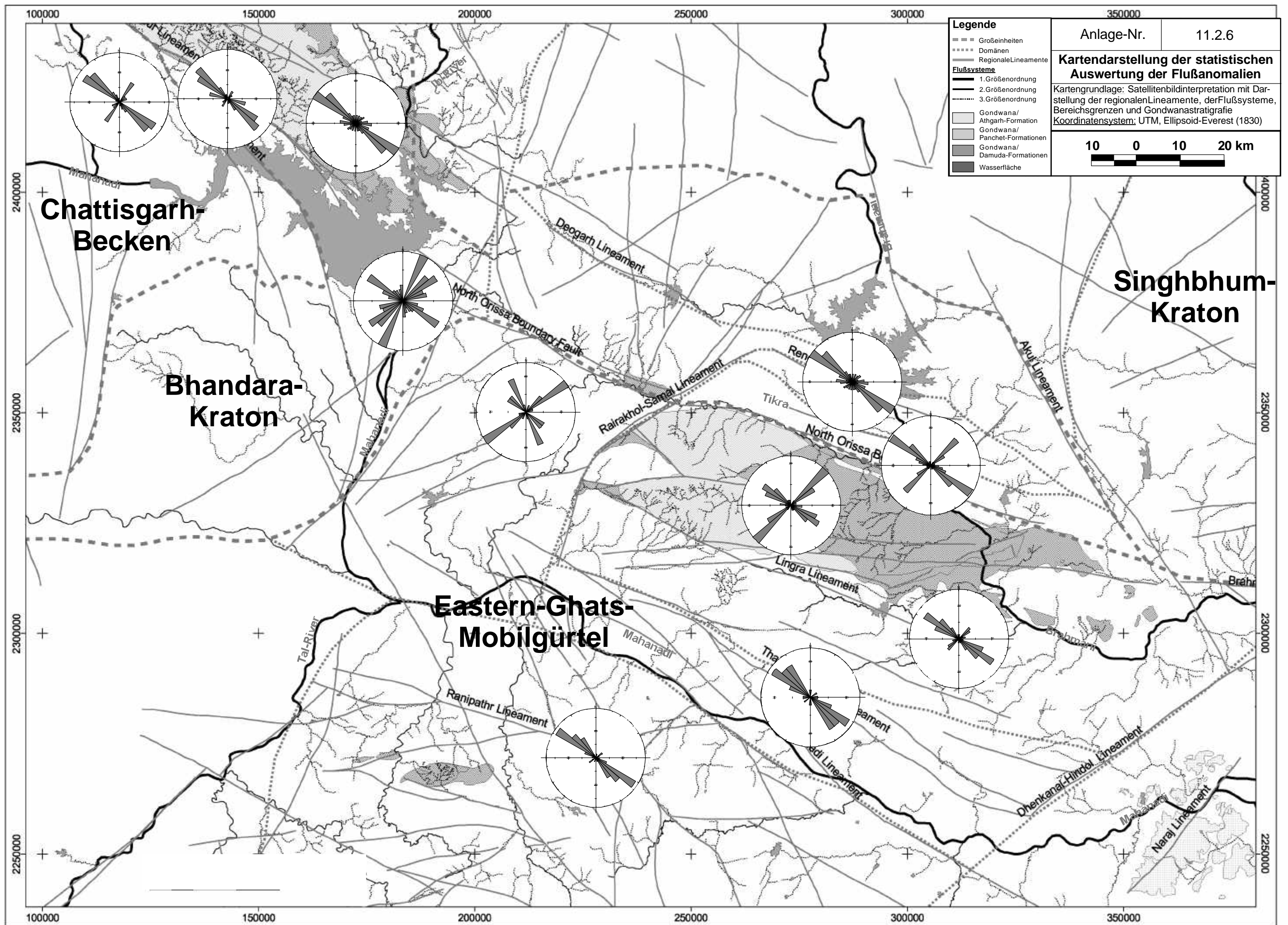














Bildtafel I / Bild 1



Bildtafel I / Bild 2



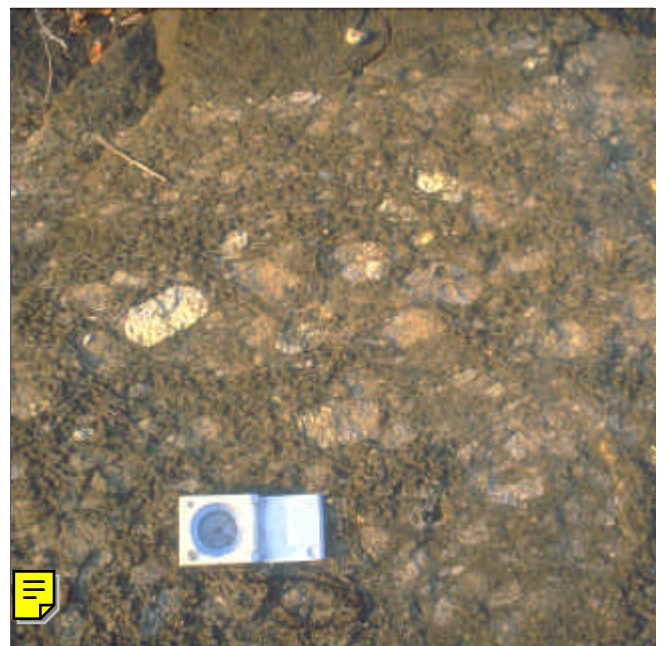
Bildtafel I / Bild 3



Bildtafel I / Bild 4



Bildtafel I / Bild 5



Bildtafel I / Bild 6



Bildtafel Ia/Bild 1



Bildtafel Ia/Bild 2



Bildtafel Ia/Bild 3



Bildtafel Ia/Bild 4



Bildtafel Ia/Bild 5



Bildtafel Ia/Bild 6



Bildtafel II / Bild 1



Bildtafel II / Bild 2



Bildtafel II / Bild 3



Bildtafel II / Bild 4



Bildtafel II / Bild 5



Bildtafel II / Bild 6



Bildtafel III/Bild 1



Bildtafel III/Bild 2



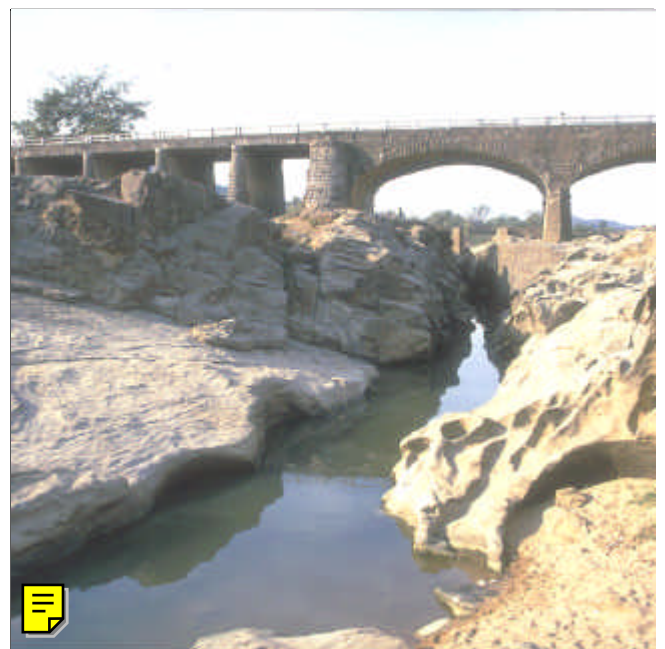
Bildtafel III/Bild 3



Bildtafel III/Bild 4



Bildtafel III/Bild 5



Bildtafel III/Bild 6



Bildtafel IV/Bild 1



Bildtafel IV/Bild 2



Bildtafel IV/Bild 3



Bildtafel IV/Bild 4



Bildtafel IV/Bild 5



Bildtafel IV/Bild 6



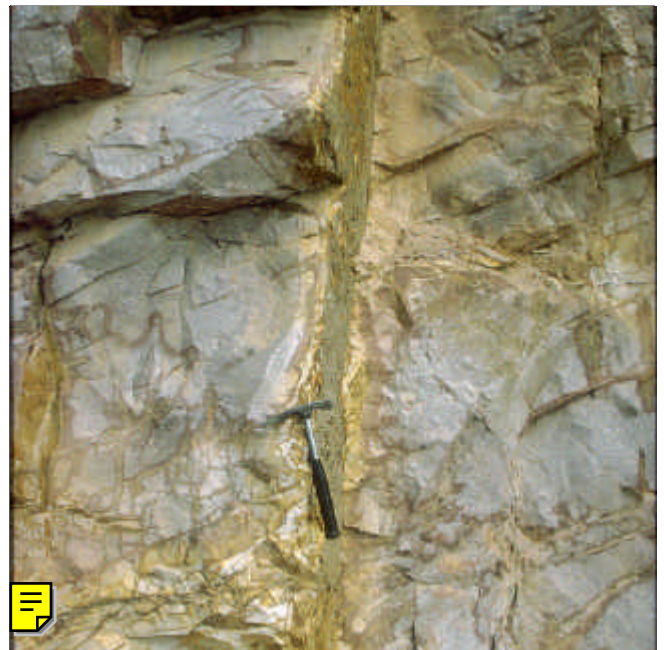
Bildtafel V / Bild 1



Bildtafel V / Bild 2



Bildtafel V / Bild 3



Bildtafel V / Bild 4



Bildtafel V / Bild 5



Bildtafel V / Bild 6



Bildtafel VI / Bild 1



Bildtafel VI / Bild 2



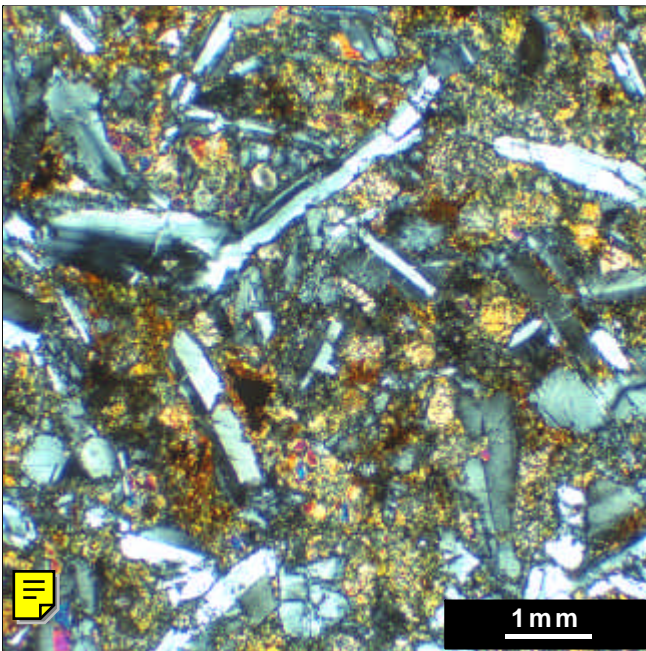
Bildtafel VI / Bild 3



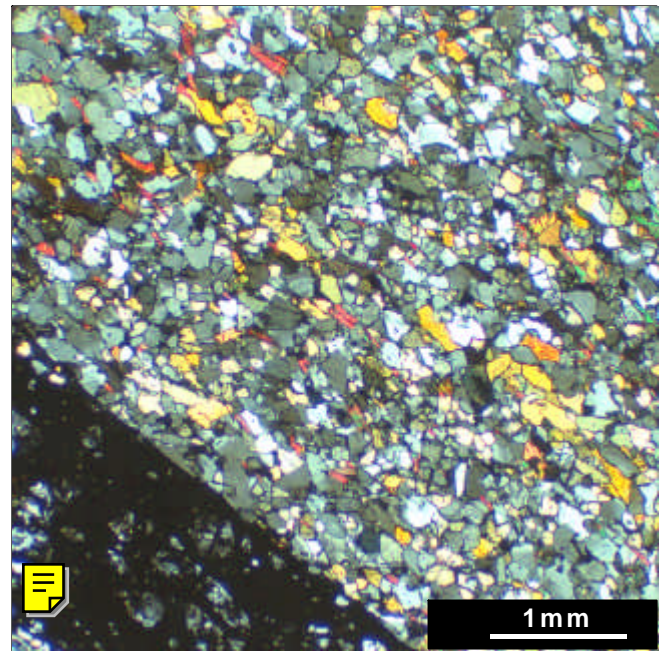
Bildtafel VI / Bild 4



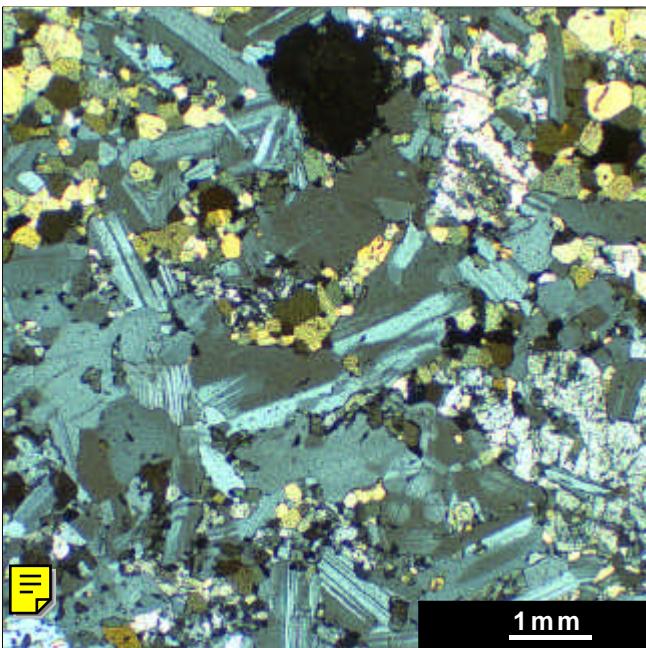
Bildtafel VI / Bild 5



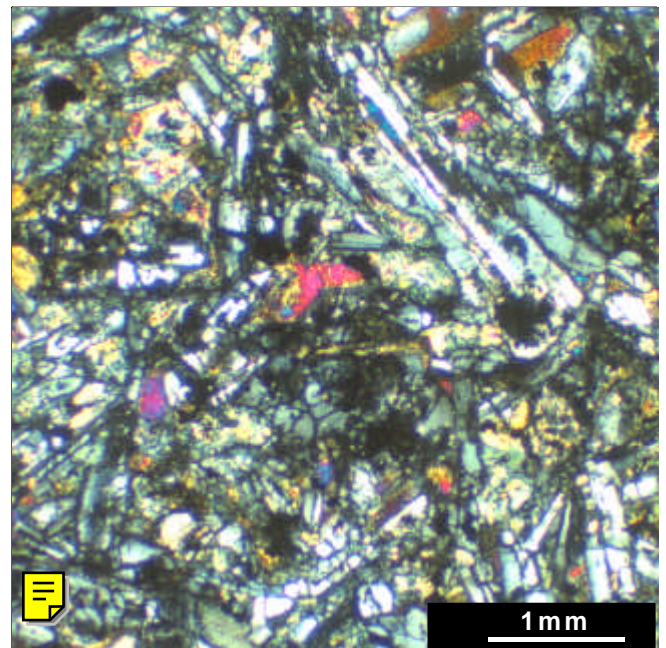
Bildtafel VII / Bild 1



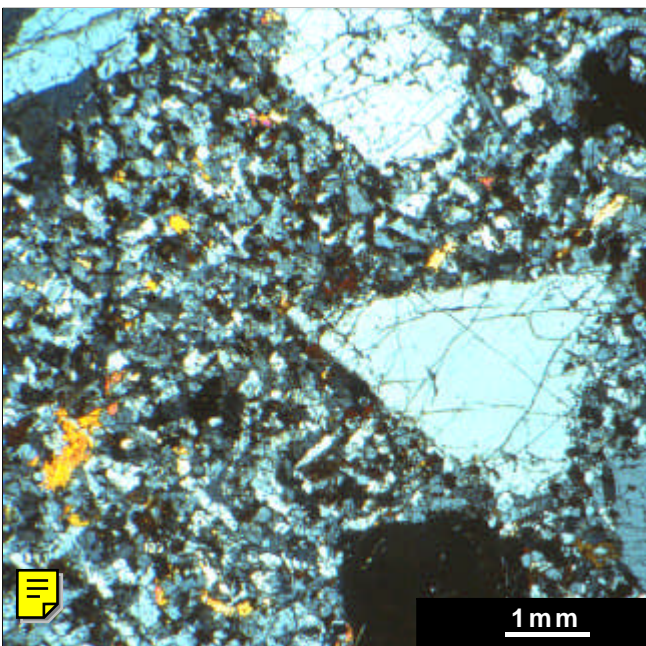
Bildtafel VII / Bild 2



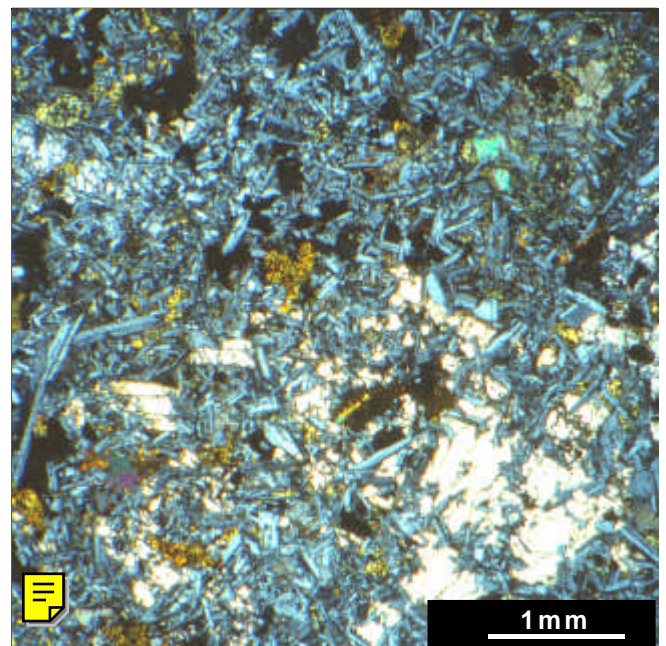
Bildtafel VII / Bild 3



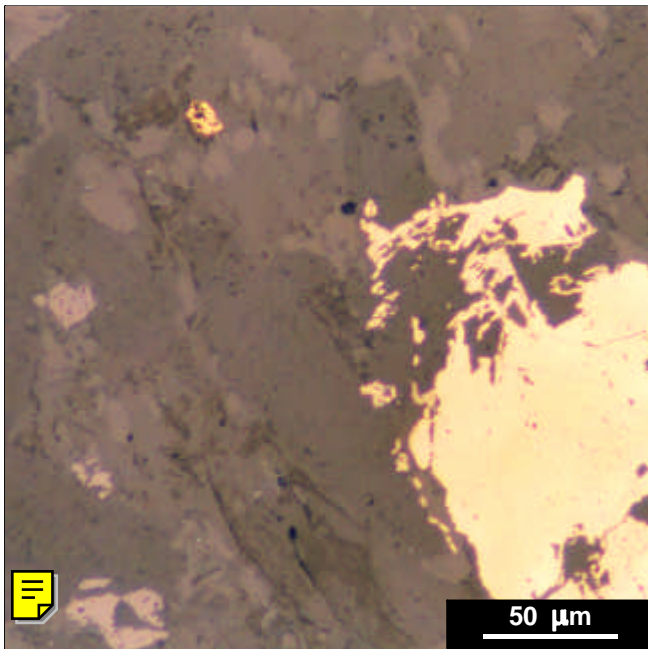
Bildtafel VII / Bild 4



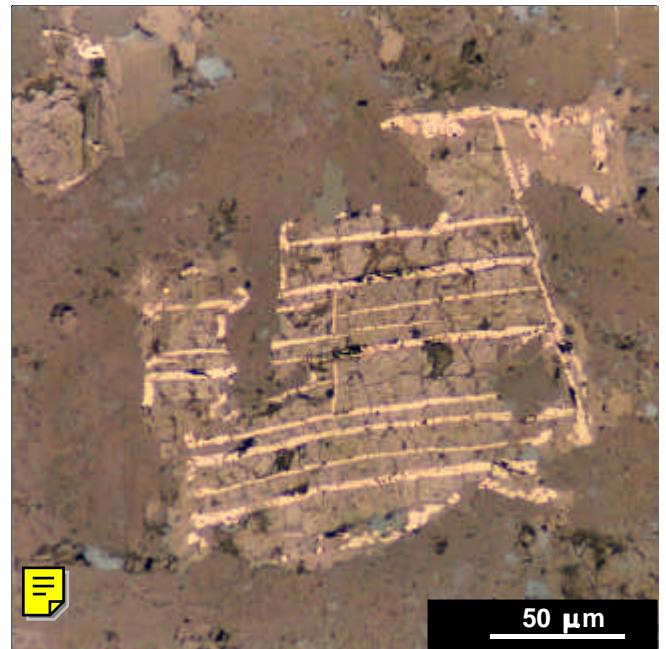
Bildtafel VII / Bild 5



Bildtafel VII / Bild 6



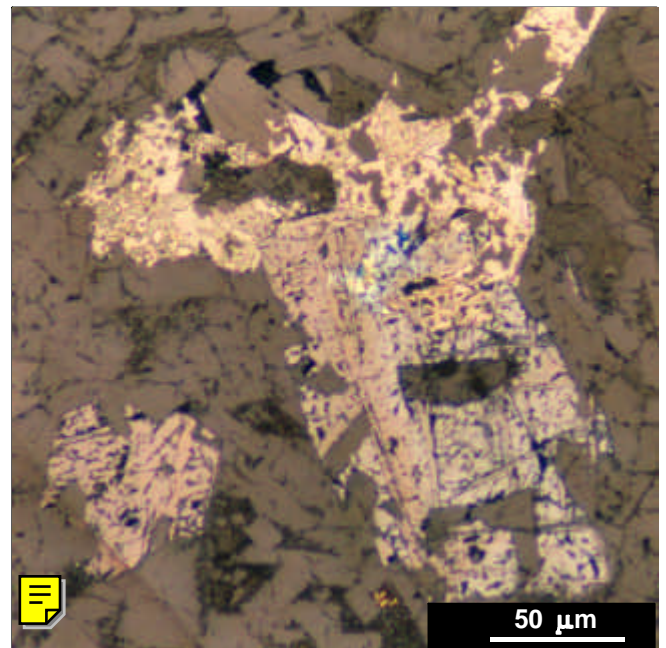
Bildtafel VIIa/Bild 1



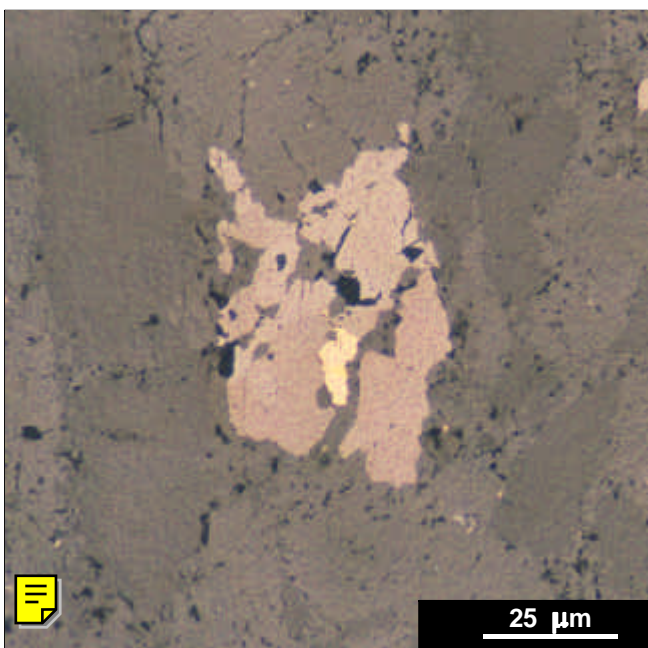
Bildtafel VIIa/Bild 2



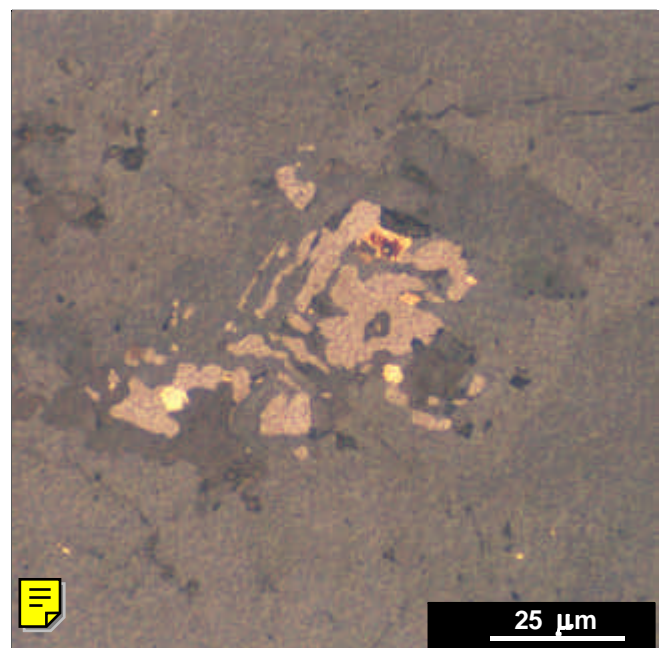
Bildtafel VIIa/Bild 3



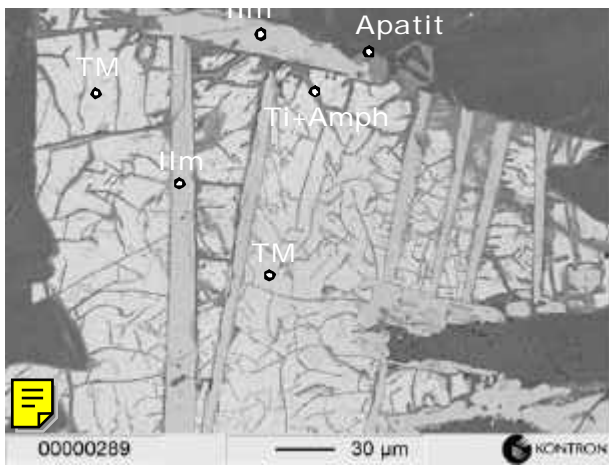
Bildtafel VIIa/Bild 4



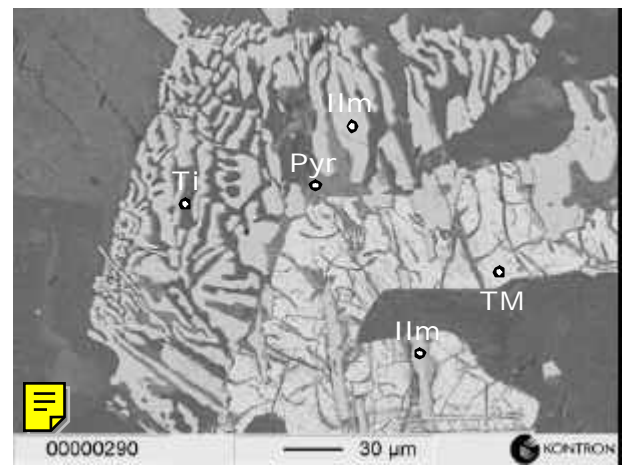
Bildtafel VIIa/Bild 5



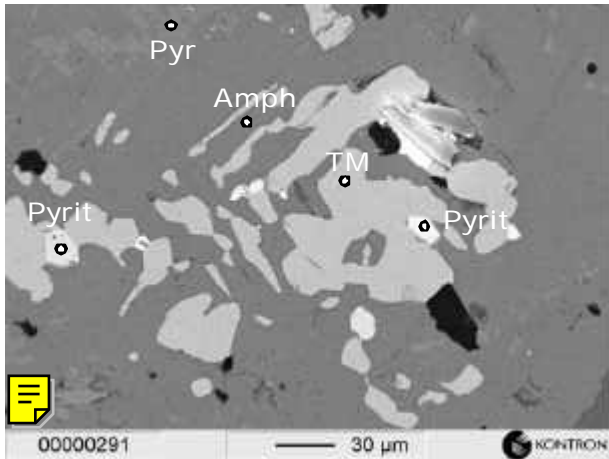
Bildtafel VIIa/Bild 6



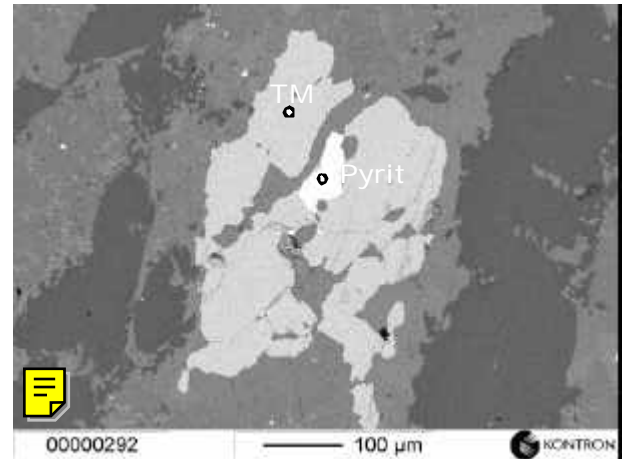
Bildtafel VIIb/Bild 1



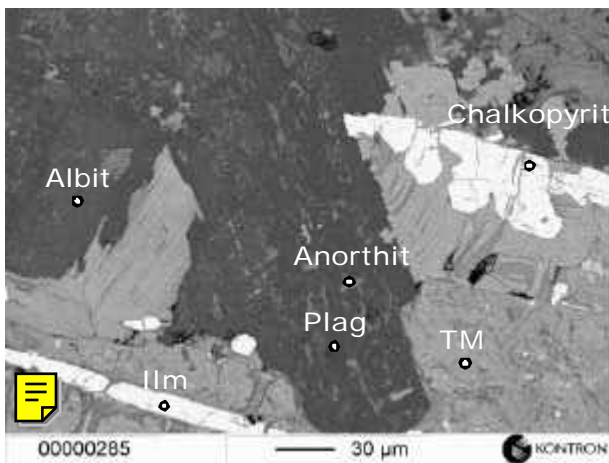
Bildtafel VIIb/Bild 2



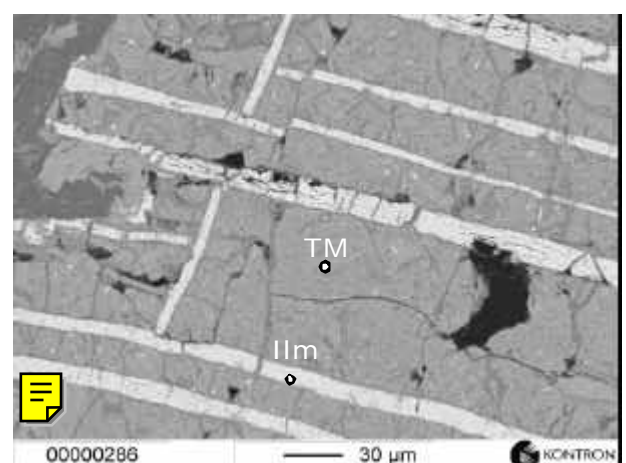
Bildtafel VIIb/Bild 3



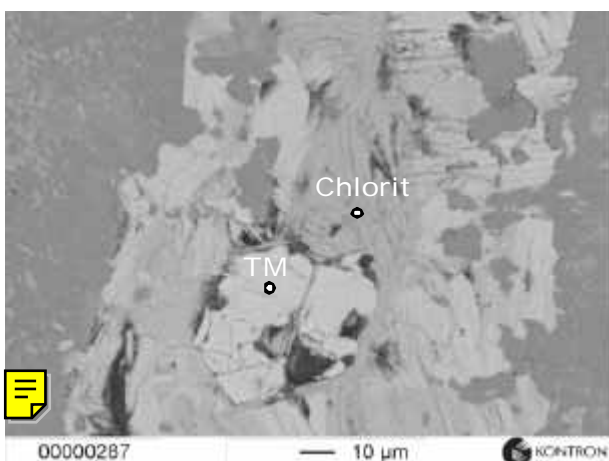
Bildtafel VIIb/Bild 4



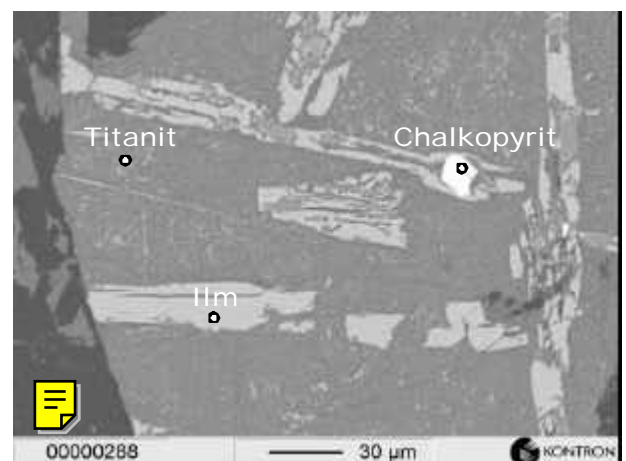
Bildtafel VIIb/Bild 5



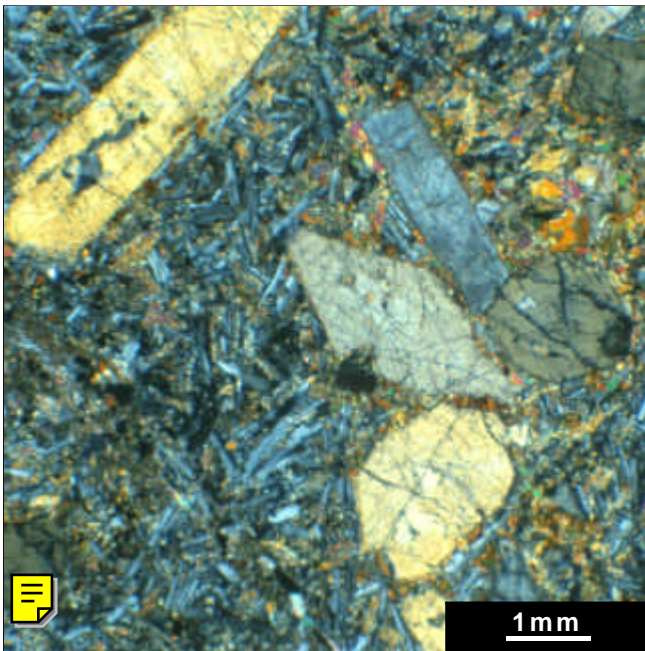
Bildtafel VIIb/Bild 6



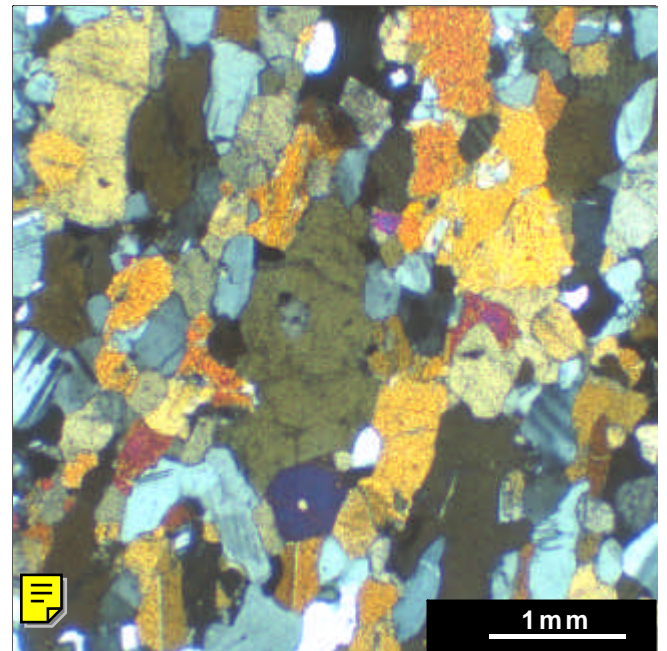
Bildtafel VIIb/Bild 7



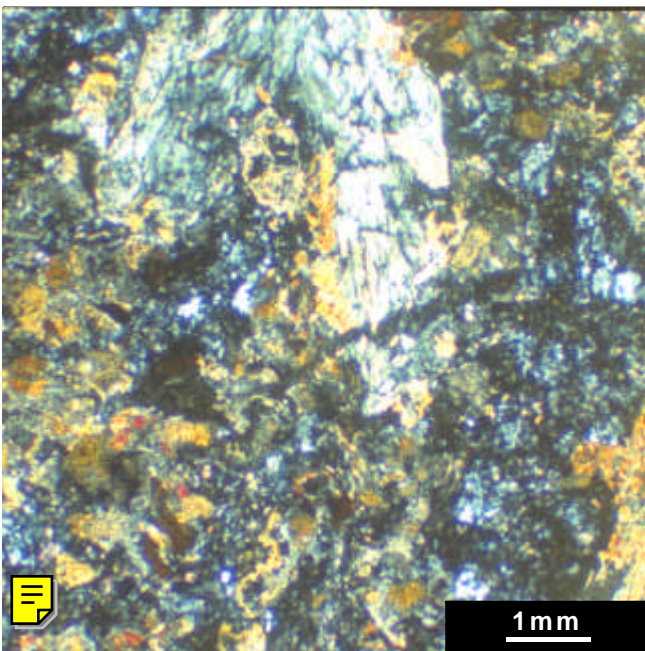
Bildtafel VIIb/Bild 8



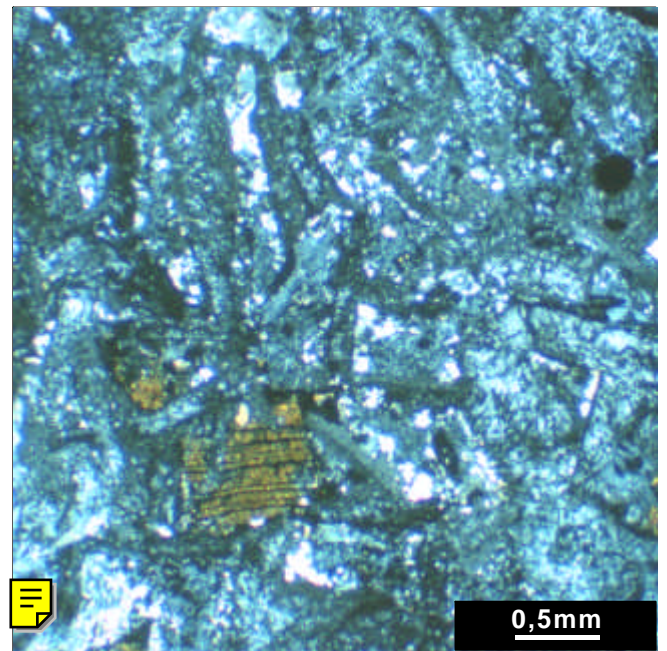
Bildtafel VIIc/Bild 1



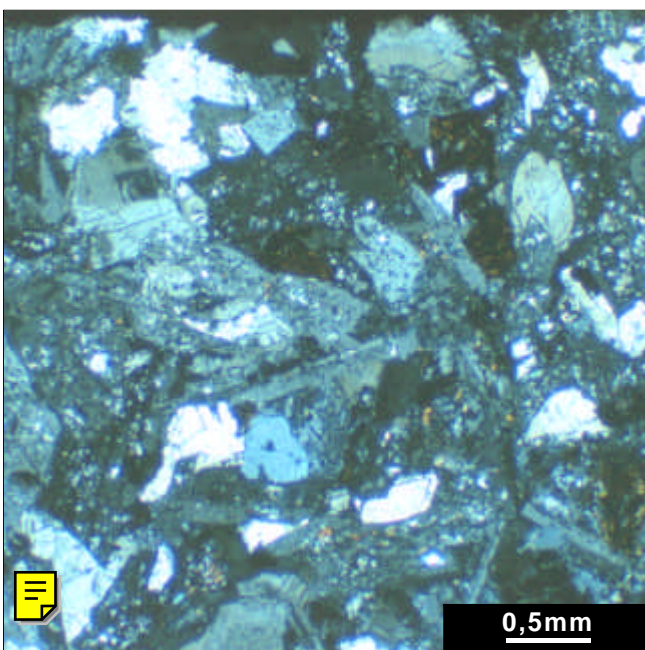
Bildtafel VIIc/Bild 2



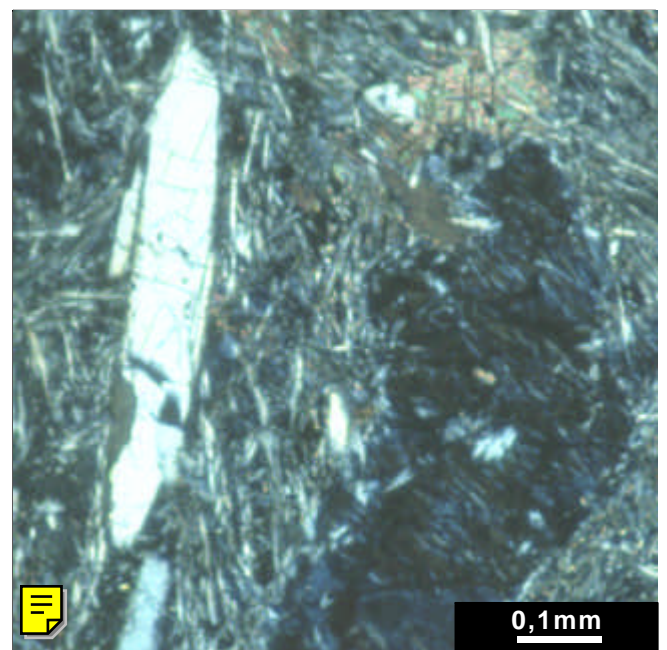
Bildtafel VIIc/Bild 3



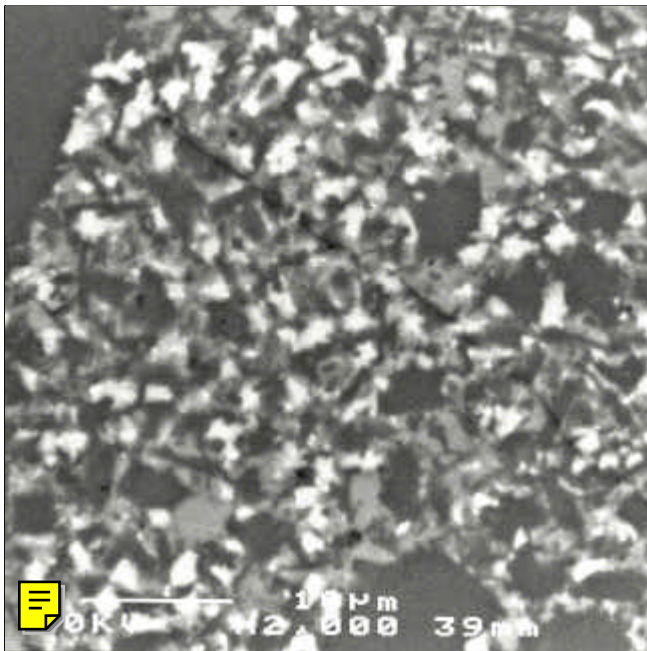
Bildtafel VIIc/Bild 4



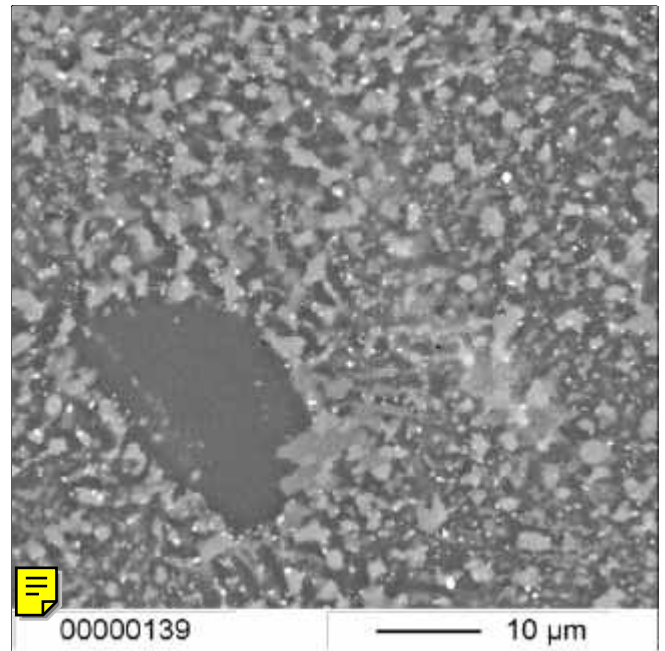
Bildtafel VIIc/Bild 5



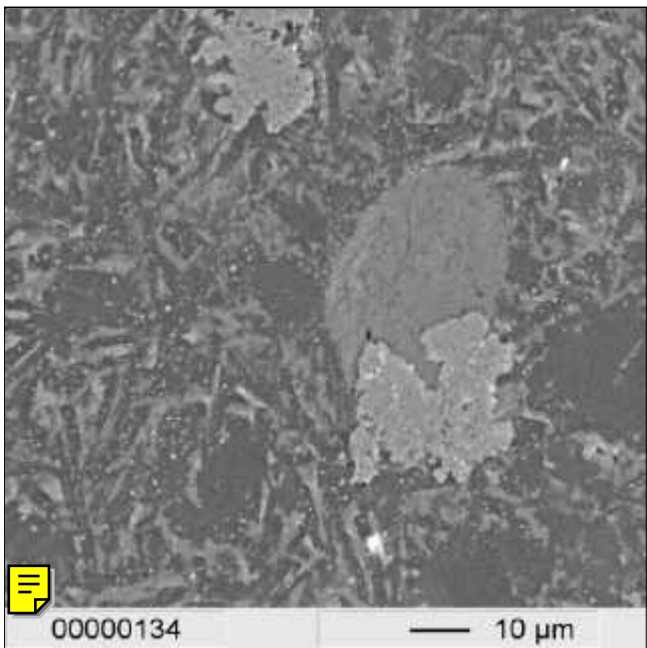
Bildtafel VIIc/Bild 6



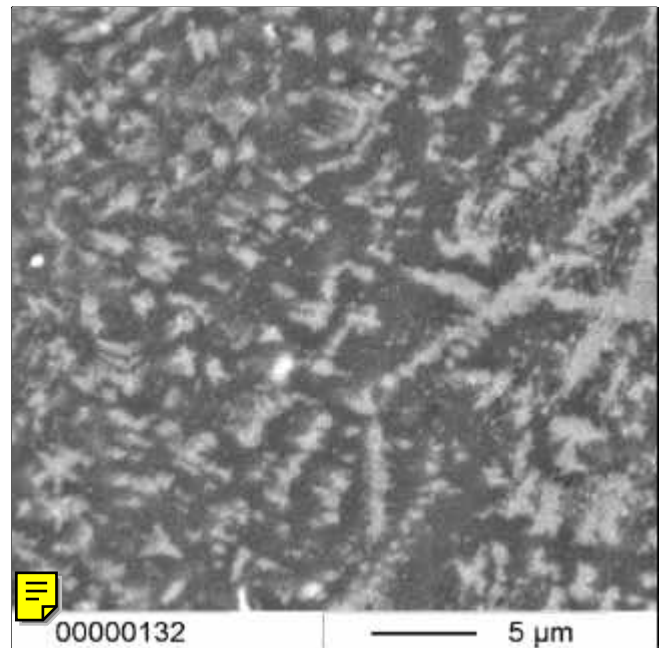
Bildtafel VIII / Bild 1



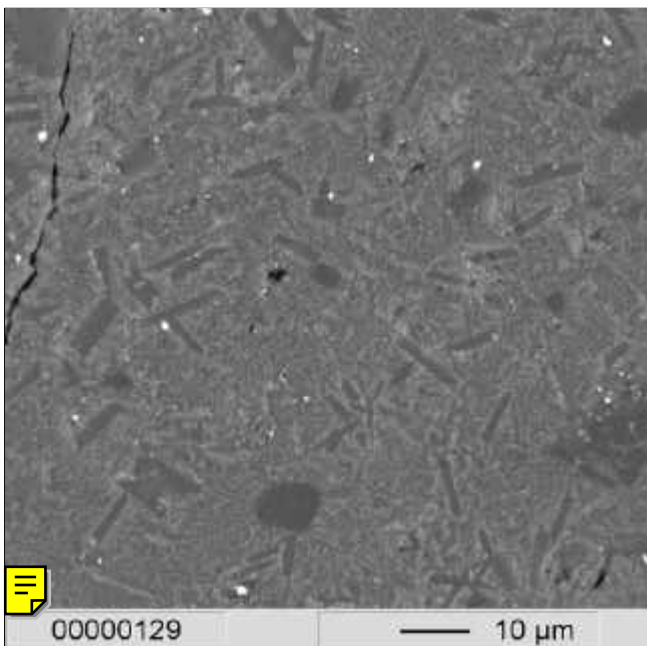
Bildtafel VIII / Bild 2



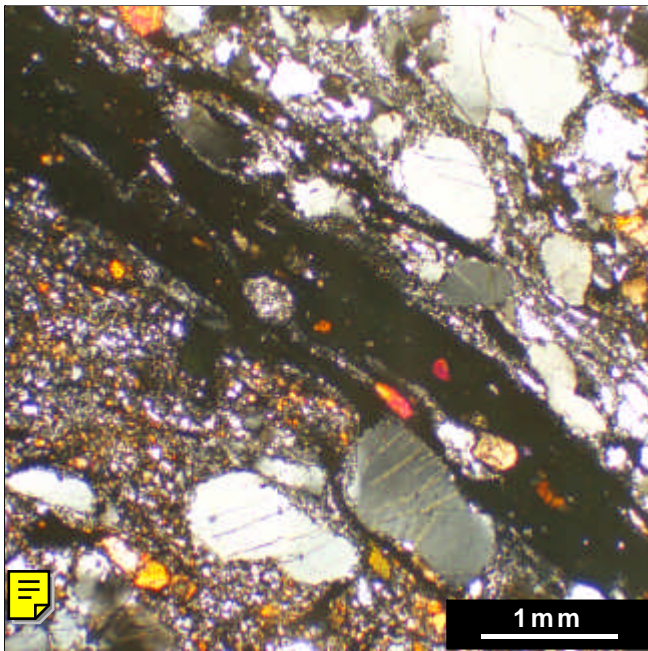
Bildtafel VIII / Bild 3



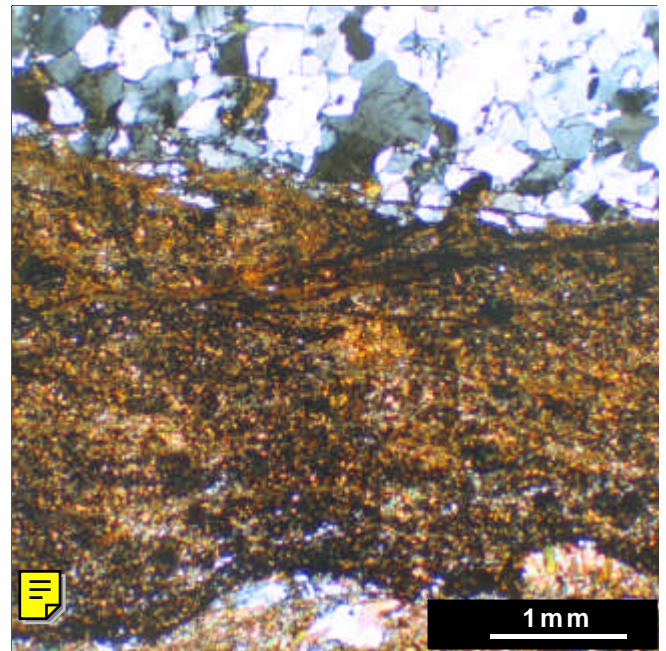
Bildtafel VIII / Bild 4



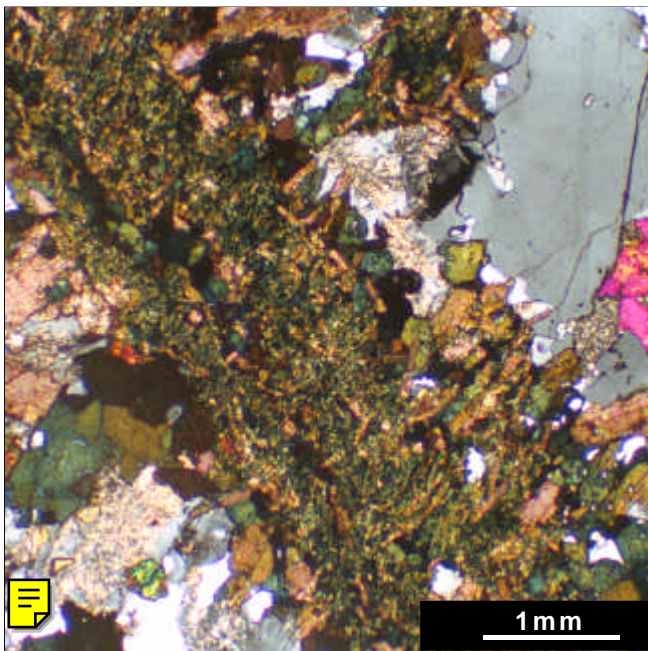
Bildtafel VIII / Bild 5



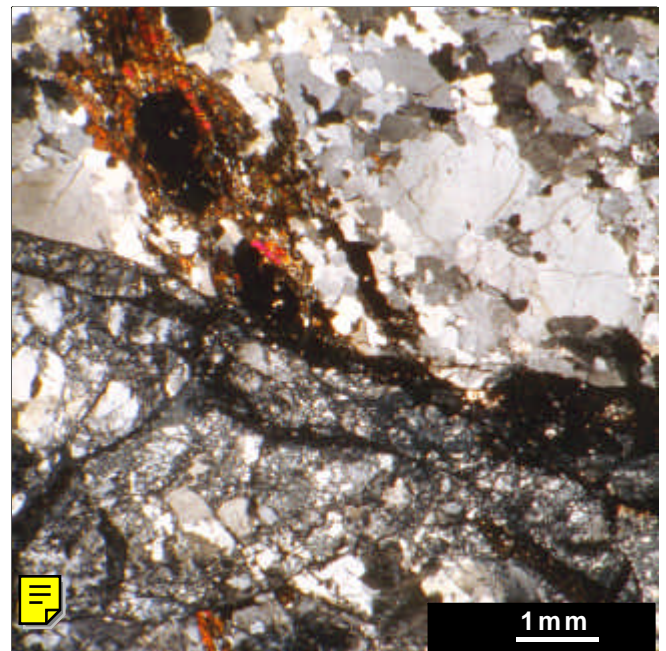
Bildtafel IX/Bild 1



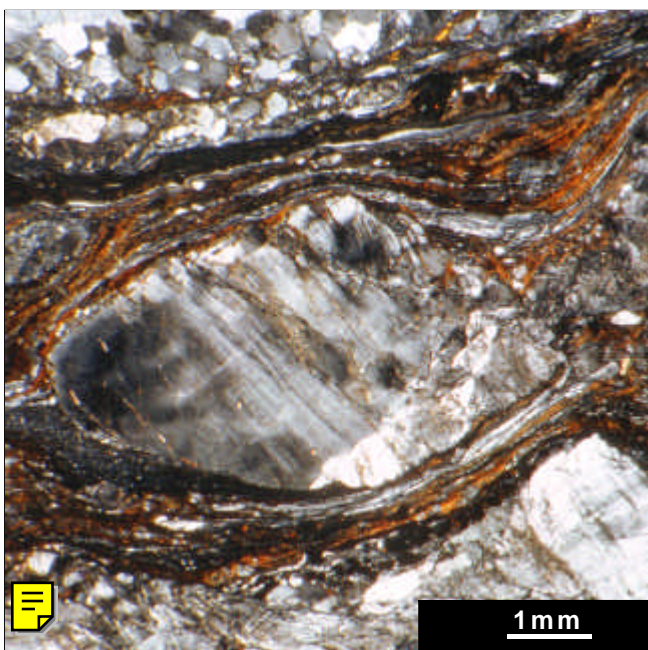
Bildtafel IX/Bild 2



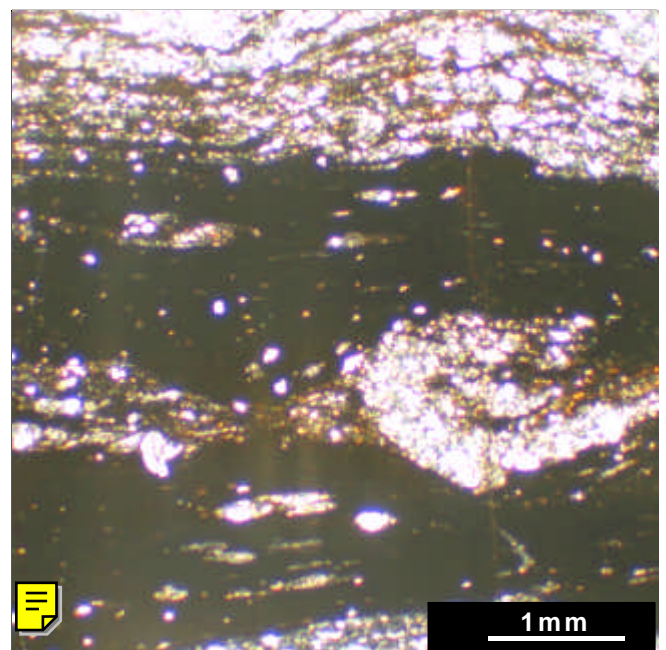
Bildtafel IX/Bild 3



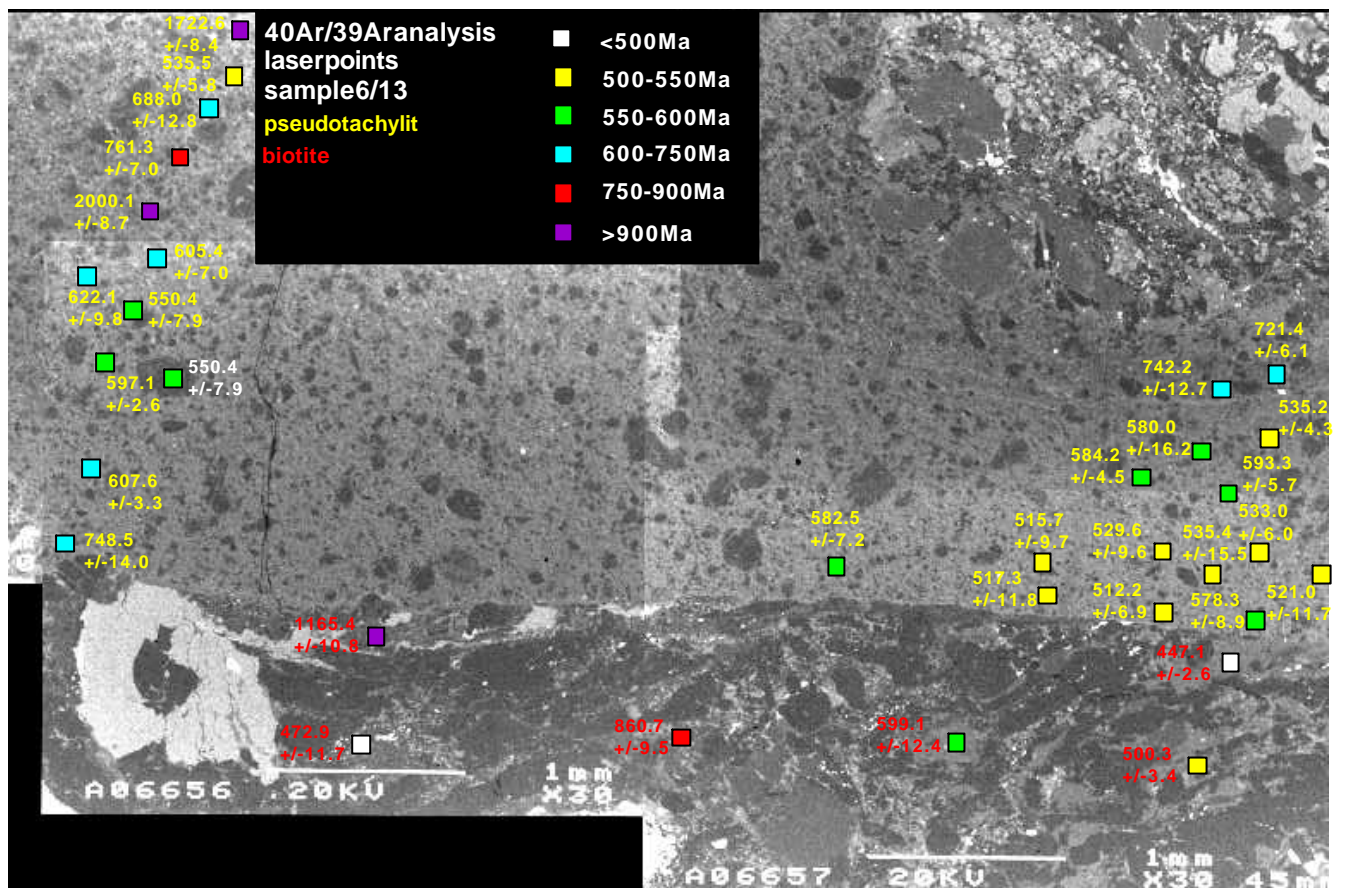
Bildtafel IX/Bild 4



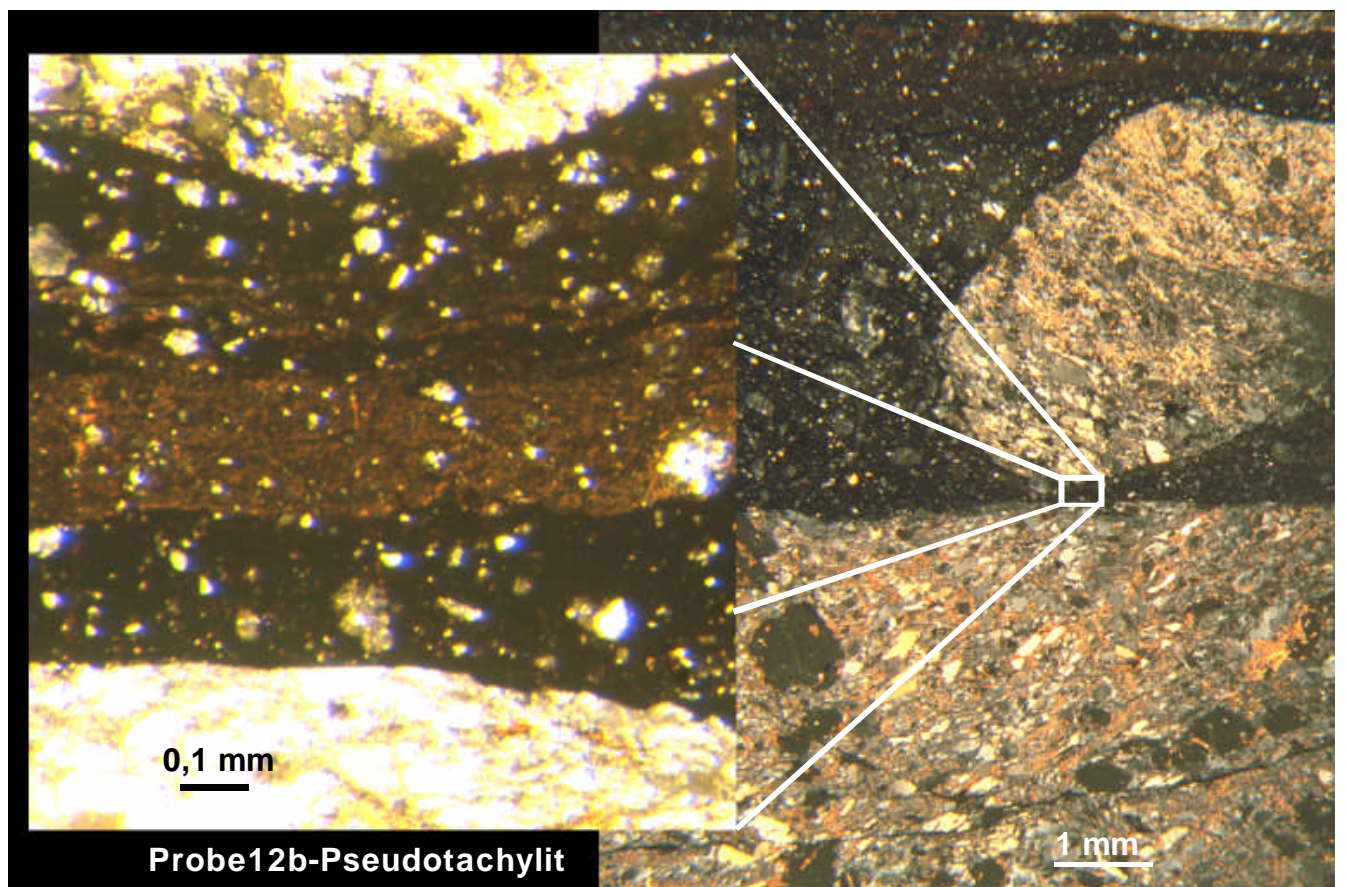
Bildtafel IX/Bild 5



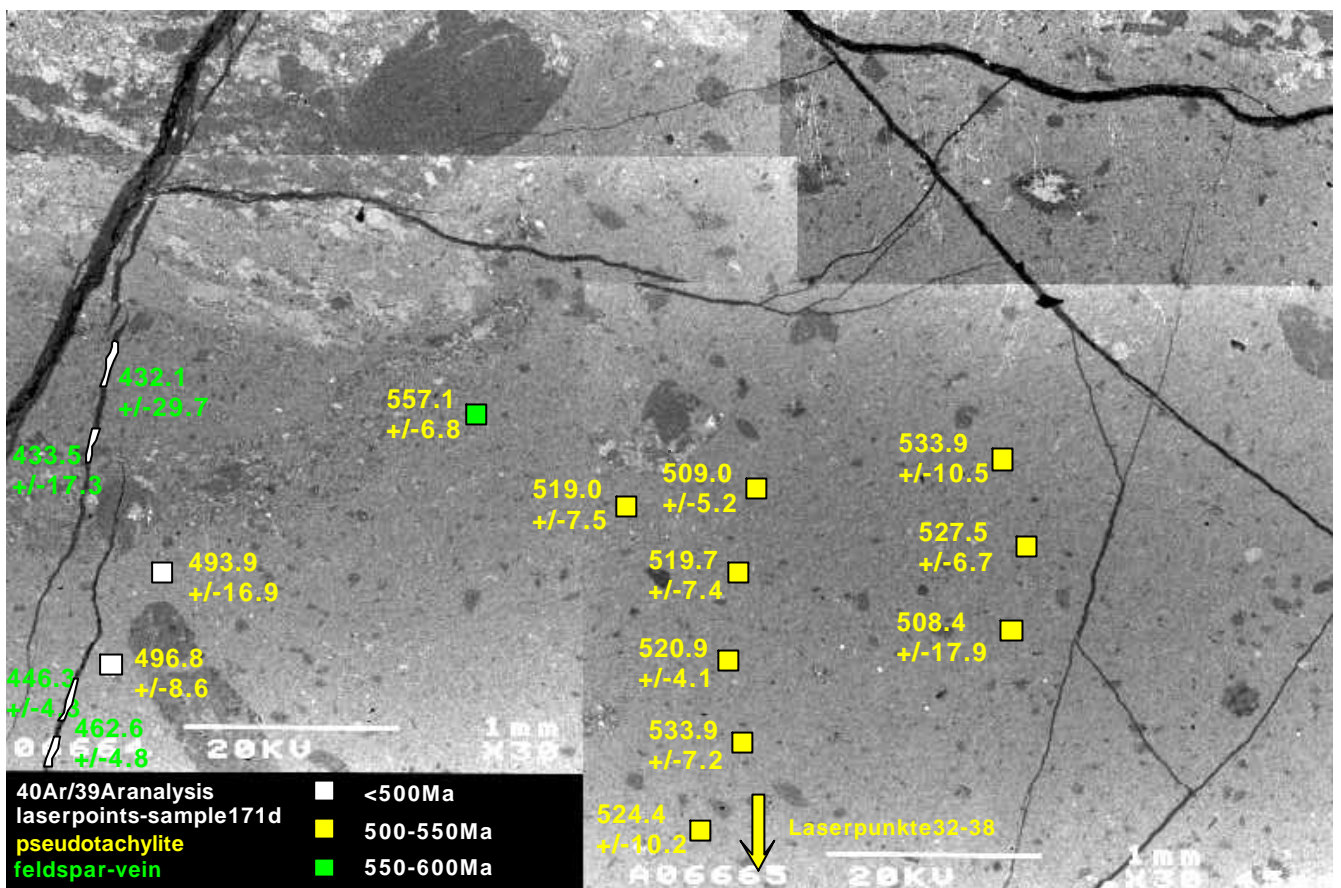
Bildtafel IX/Bild 6



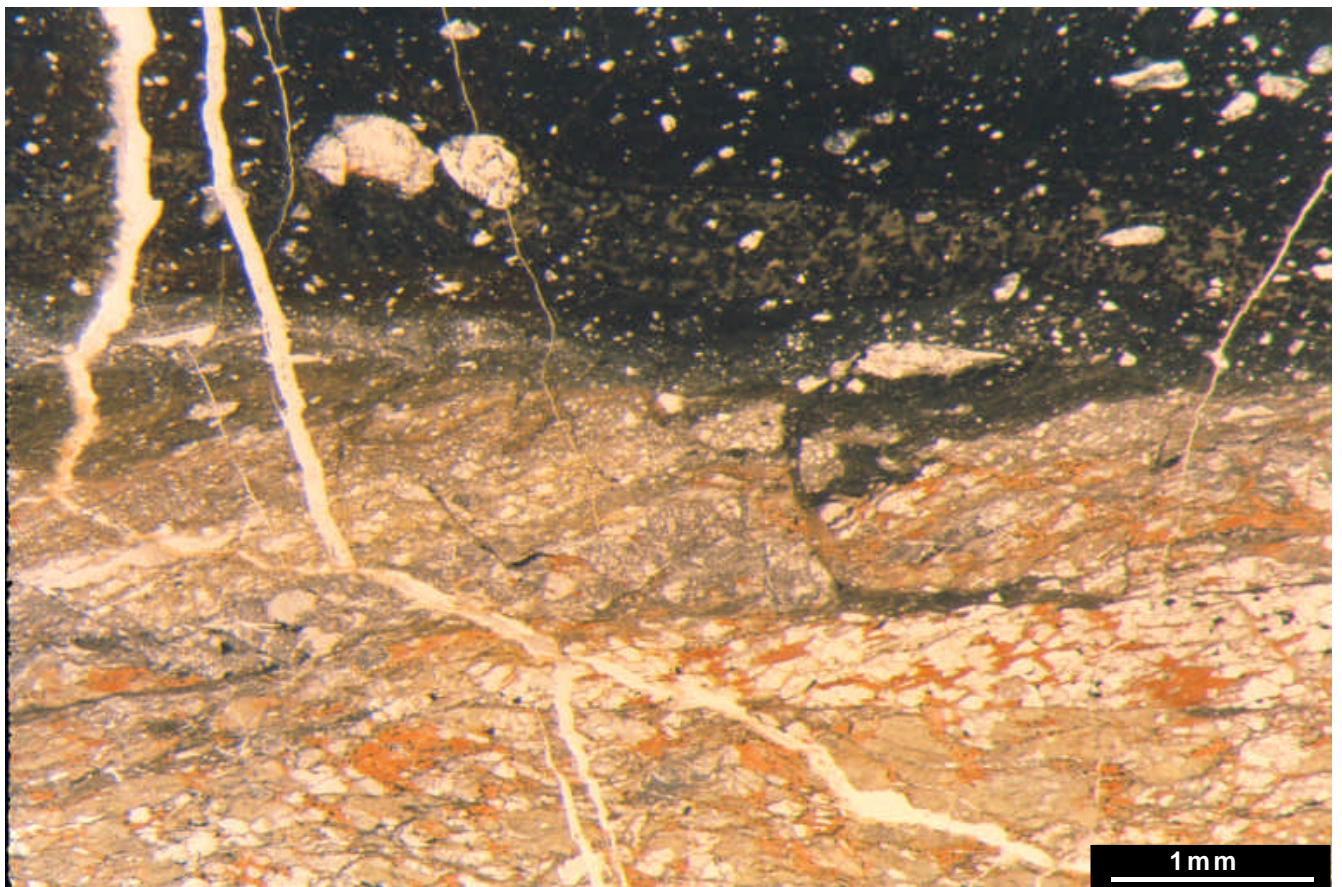
Bildtafel X / Bild 1: Pseudotachylitgang, Lage und radiometrisches Alter der Laserspots, REM / BSE-Modus, Aufschluß WPT 12-97, Probe 12b,



Bildtafel X / Bild 2: Kontakt Pseudotachylit zu mylonitischem Qu-Fsp-Gn-Bi-Gneiss, Foliation parallel zum Pseudotachylitgang, Detailaufnahme Zwischenraum Klast/ Pseudotachyliterand mit Fluidalstrukturen, Aufschluß WPT 12-97, Probe 12b,



Bildtafel XI / Bild 1: Pseudotachylitgang, Lage und radiometrisches Alter der Laserspots, Feldspatgänge (schwarz), REM/BSSE-Modus, Aufschluß WPT 171-97, Probe 171c,



Bildtafel XI / Bild 2: Kontakt Pseudotachylit zu mylonitischem Qu-Fsp-Gn-Bi-Gneiss, Foliation parallel zum Pseudotachylitgang, Feldspatgang durchschlägt das Gefüge, Aufschluß WPT 171-97, Probe 171c,

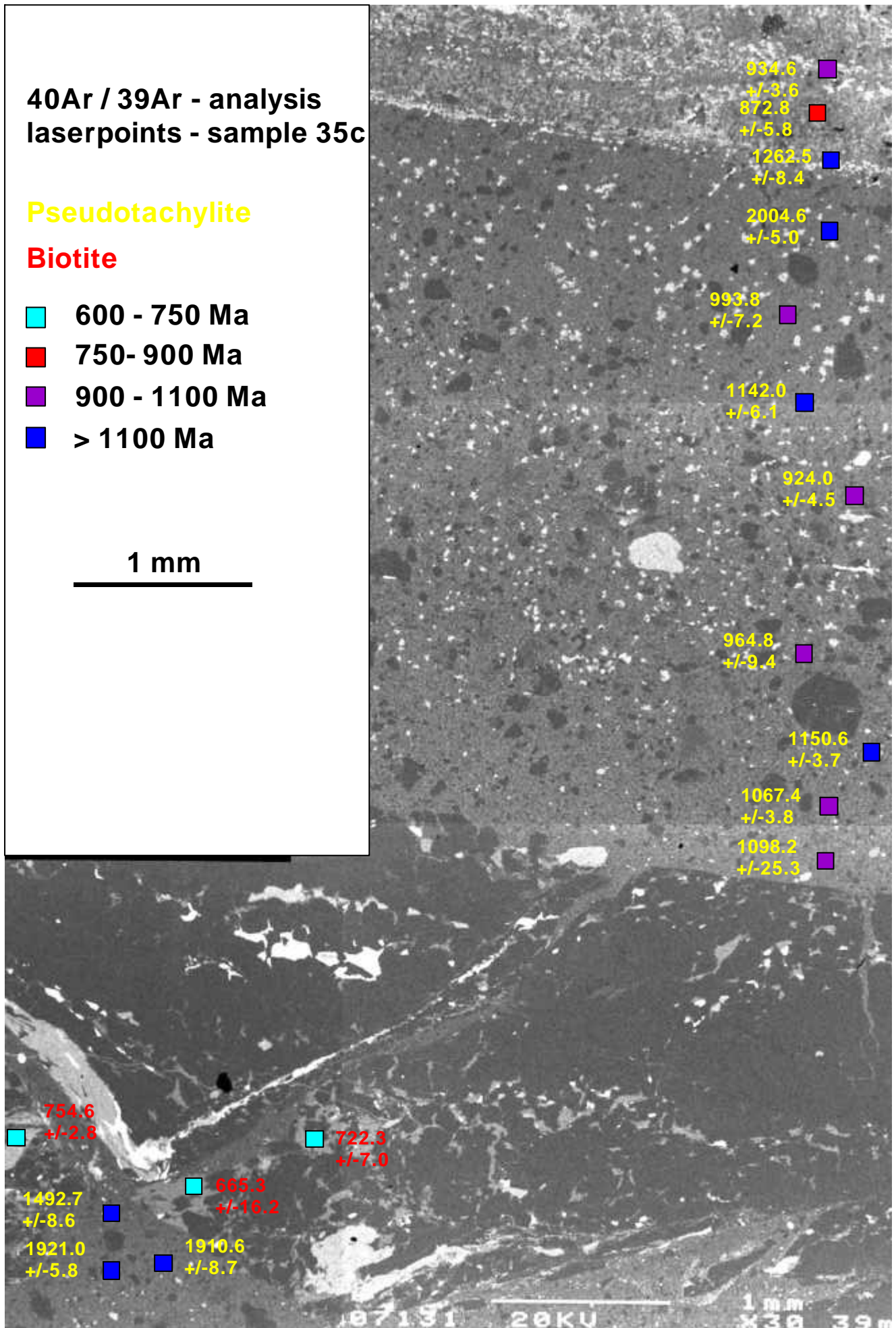
**$^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ - analysis
laserpoints - sample 35c**

Pseudotachylite

Biotite

- 600 - 750 Ma
- 750- 900 Ma
- 900 - 1100 Ma
- > 1100 Ma

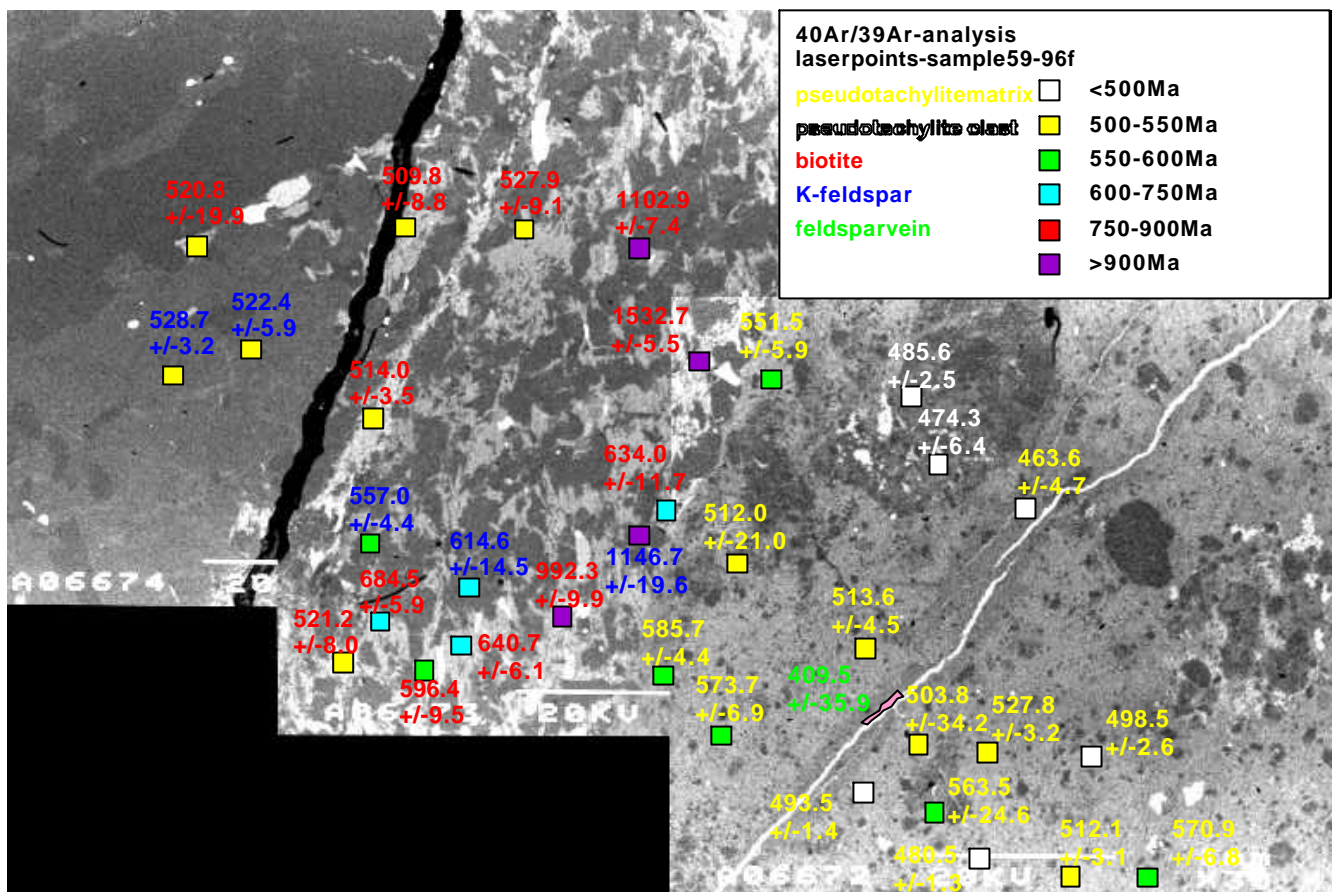
1 mm



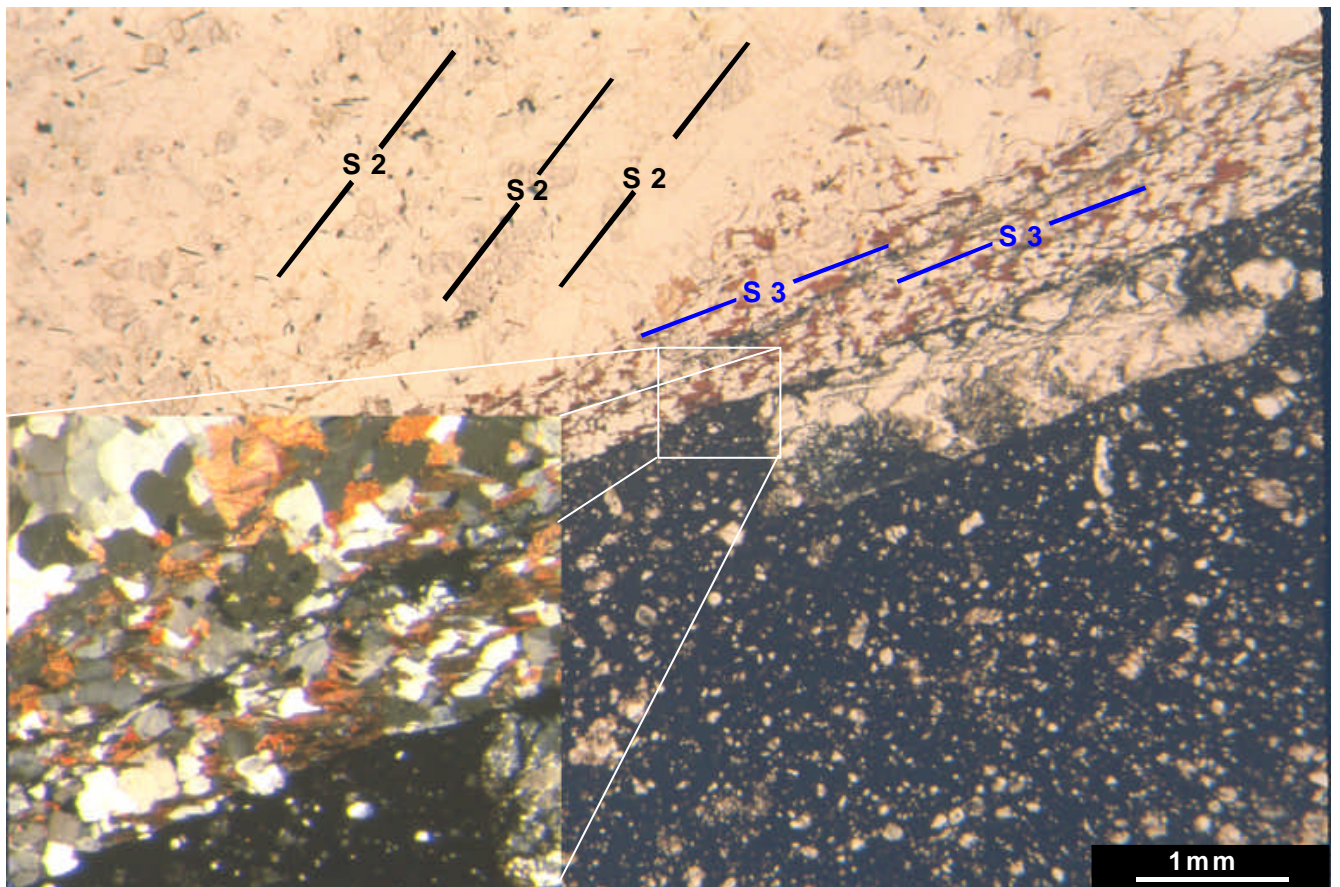
Bildtafel XII / Bild 1: Pseudotachylitgang, Lageundradiometrisches Alter der Laserspots, REM / BSE-Modus, Aufschluß WPT 35-97, Probe 35c,



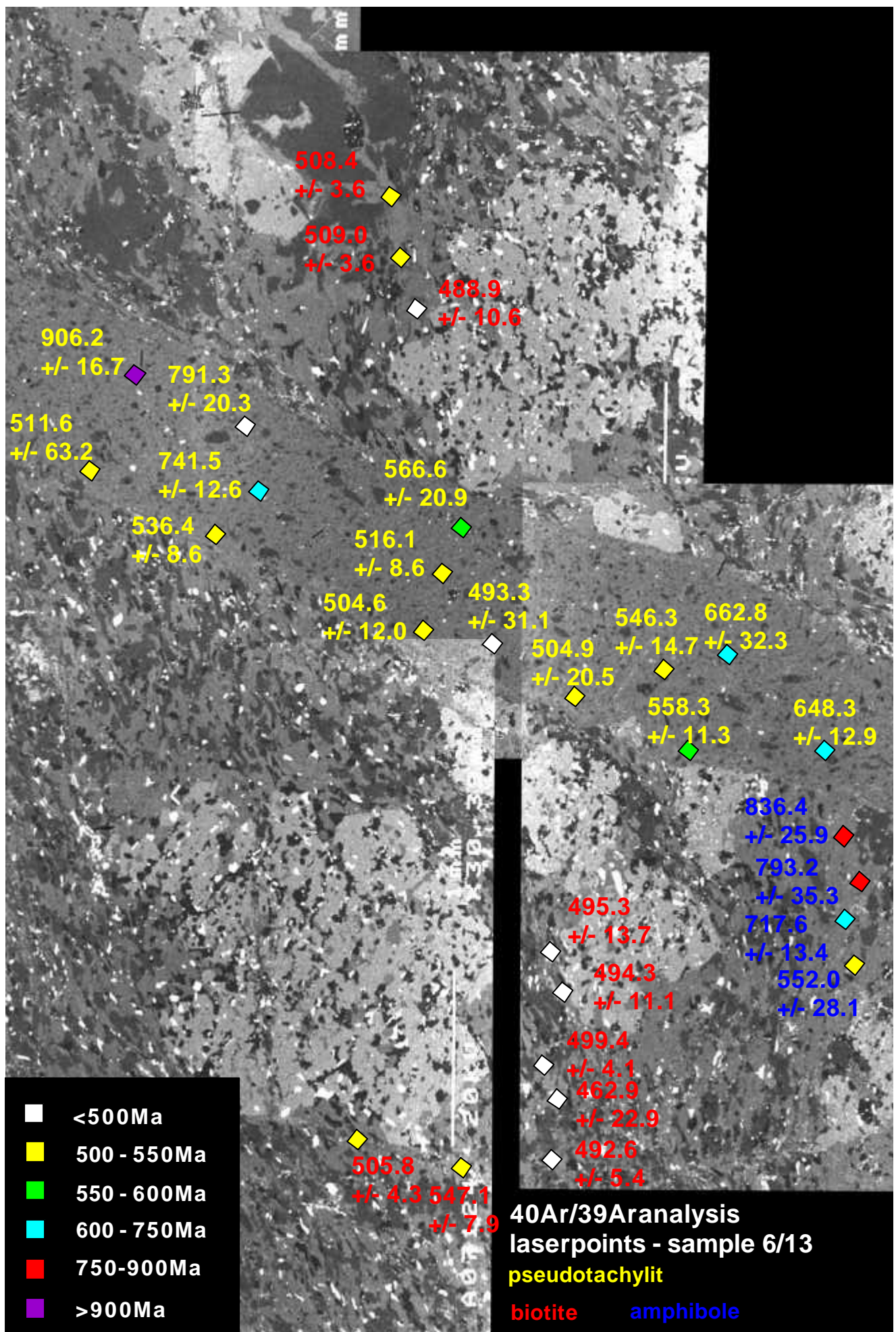
Bildtafel XIII / Bild 1:Pseudotachylitgang, Lage undradiometrischesAlter der Laserspots, Kontakt basischer Gang/Pseudotachylit, REM/BSE-Modus, Aufschluß WPT 49-96,Probe49e,



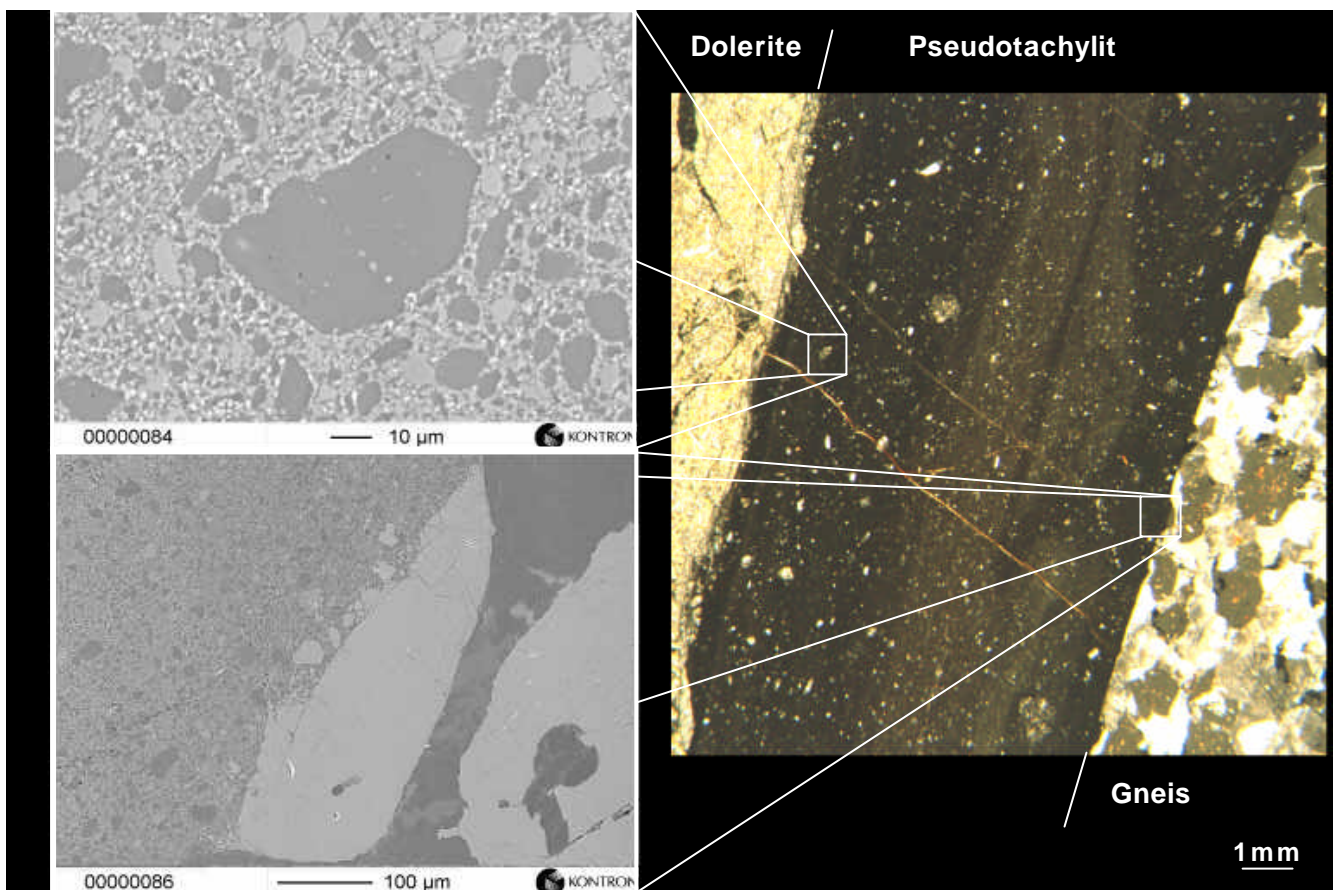
Bildtafel XIV / Bild 1: Pseudotachylitgang, Lageundradiometrisches Alter der Laserspots, REM / BSE-Modus,Aufschluß WPT 59-96,Probe59f,



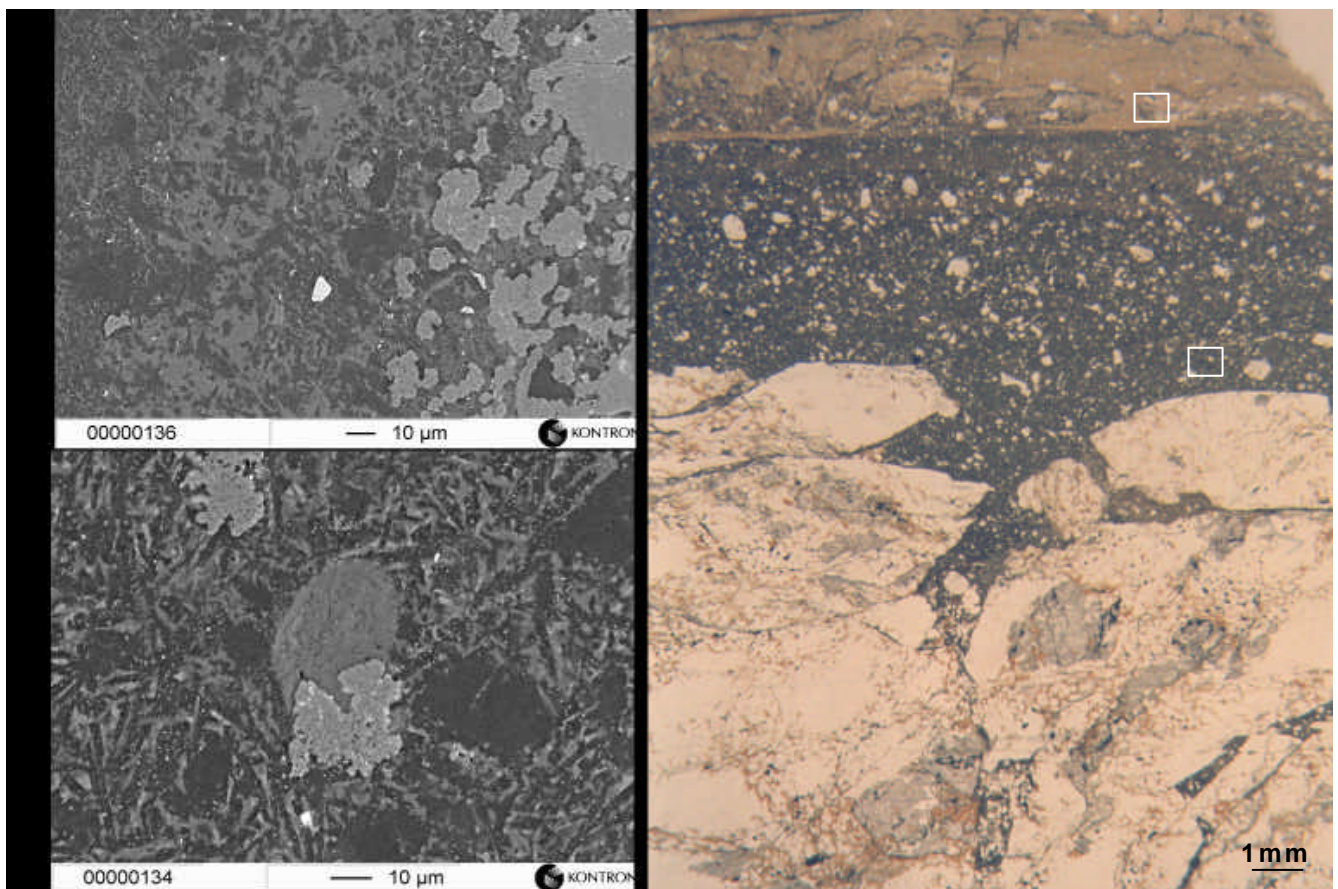
Bildtafel XIV / Bild 2: Kontakt Pseudotachylitzu mylonitischemQu-Fsp-Bi-Gneiss, Foliation parallel zum Pseudotachylitgang, retrograde Biotitneubildung am Kontakt, Aufschluß WPT 59-96,Probe59f,



Bildtafel XV/Bild1:Pseudotachylitgang,Lageund radiometrisches Alterder Laserspots, REM / BSE-Modus,Aufschluß WPT 70-96,Probe6/13,



Bildtafel XVI / Bild 2: Kontakt basischer Gang / Pseudotachylit /Qu-Fsp-Gn-Gneiss, Detailausschnitt (REM-Image) Pseudotachylitmatrix, kataklastischer Strukturen am Gneisskontakt, Aufschluß WPT 46-96, Probe46d,



Bildtafel XVI / Bild 2: Kontakt Pseudotachylit zu mylonitischem Qu-Fsp-Gn-Bi-Gneiss, Foliation parallel zum Pseudotachylitgang, Detail Pseudotachylitmatrix Aufschluß WPT 35-97, Probe35c,

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)			UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)	
	Breitengrad ° ' "	Längengrad ° ' "		Hochwert [m]	Rechtswert [m]
1 - 96	20 27 52,4 N	85 45 25,54 E		2263198	370381
2 - 96	20 36 37,95 N	86 3 9,05 E		2279148	401286
3 - 96	20 47 43,25 N	86 3 41,55 E		2299595	402345
4 - 96	20 47 59,64 N	86 3 14,95 E		2300103	401579
5 - 96	20 50 41,45 N	86 1 41,01 E		2305093	398894
6 - 96	20 56 36,77 N	85 59 40,83 E		2316038	395489
7 - 96	20 57 12,69 N	85 59 25,17 E		2317145	395044
8 - 96	20 59 21,41 N	85 58 29,8 E		2321113	393470
9 - 96	20 59 16,58 N	85 58 8,36 E		2320969	392850
10 - 96	20 59 9,88 N	85 57 42,4 E		2320767	392099
11 - 96	20 58 59,48 N	85 57 32,01 E		2320450	391797
12 - 96	20 38 26,79 N	85 34 57,1 E		2282850	352343
13 - 96	20 41 6,2 N	85 34 31,61 E		2287757	351649
14 - 96	21 6 15,22 N	85 7 48,17 E		2334633	305795
15 - 96	21 6 13,87 N	85 7 33,15 E		2334597	305361
16 - 96	21 7 45,05 N	85 9 58,36 E		2337352	309583
17 - 96	21 7 16,89 N	85 9 17,64 E		2336500	308398
18 - 96	21 7 25,11 N	85 9 6,83 E		2336756	308089
19 - 96	20 35 36,48 N	84 47 0,39 E		2278543	269006
20 - 96	20 36 42,94 N	84 47 37,36 E		2280572	270104
21 - 96	20 37 3,58 N	84 48 28,17 E		2281187	271584
22 - 96	20 37 48,54 N	84 49 4,1 E		2282556	272643
23 - 96	20 38 45,91 N	84 49 55,12 E		2284301	274144
24 - 96	20 39 46,59 N	84 51 2,76 E		2286141	276126
25 - 96	20 42 7,46 N	84 51 20,85 E		2290466	276707
26 - 96	20 42 46,88 N	84 53 58,29 E		2291619	281279
28 - 96	20 52 50,77 N	85 10 17,53 E		2309845	309821
29 - 96	20 52 43,37 N	85 10 17,32 E		2309618	309813
30 - 96	20 52 28,63 N	85 10 5,07 E		2309169	309454
31 - 96	20 52 6,61 N	85 9 36,27 E		2308501	308614
32 - 96	20 42 38,68 N	84 54 31,8 E		2291354	282245
33 - 96	20 42 6,68 N	84 55 33,55 E		2290347	284019
34 - 96	20 41 56,62 N	84 56 11,57 E		2290024	285116
35 - 96	20 42 15,6 N	84 56 53,51 E		2290592	286337
36 - 96	20 42 52,08 N	84 57 36,74 E		2291698	287602
37 - 96	20 44 42,43 N	84 59 0,54 E		2295062	290068
38 - 96	20 46 0,99 N	84 58 47,92 E		2297482	289734
39 - 96	20 46 57,55 N	84 58 56,73 E		2299218	290010
40 - 96	20 46 39,33 N	84 58 53,7 E		2298659	289915
41 - 96	20 47 1,27 N	84 58 47,43 E		2299336	289743
42 - 96	20 47 17,55 N	84 58 54,08 E		2299834	289941
43 - 96	20 48 9,19 N	84 59 57,67 E		2301399	291800
44 - 96	20 49 59,56 N	85 6 23,12 E		2304659	302985
45 - 96	20 50 5,79 N	85 6 17,73 E		2304852	302832
46 - 96	20 49 53,59 N	85 4 51,67 E		2304507	300339
47 - 96	21 12 5,27 N	84 52 50,55 E		2345724	280035
48 - 96	21 16 1,32 N	85 0 49,95 E		2352805	293952
49 - 96	21 16 34 N	85 1 51,64 E		2353788	295743
50 - 96	21 14 56,4 N	85 2 17,28 E		2350777	296444
51 - 96	21 14 5,4 N	85 2 26,45 E		2349205	296689
52 - 96	21 13 55,49 N	85 2 26,5 E		2348900	296687
53 - 96	21 11 14,23 N	85 3 22,55 E		2343921	298242

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)		UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)	
	Breitengrad ° ' "	Längengrad ° ' "	Hochwert [m]	Rechtswert [m]
54 - 96	21 9 41,18 N	85 3 24,75 E	2341059	298271
55 - 96	21 8 59,52 N	85 3 35,8 E	2339773	298574
56 - 96	21 7 19,4 N	85 2 17,52 E	2336722	296277
57 - 96	21 5 51,13 N	85 2 56,27 E	2333994	297362
58 - 96	20 47 34,3 N	84 47 34,15 E	2300607	270284
59 - 96	20 47 49 N	84 47 27,13 E	2301062	270087
60 - 96	20 47 48,5 N	84 48 29,42 E	2301022	271889
61 - 96	20 48 45,72 N	84 46 1,39 E	2302840	267632
62 - 96	20 51 33,9 N	84 42 39,07 E	2308095	261855
63 - 96	20 48 32,72 N	84 37 8,33 E	2302661	252211
64 - 96	20 50 39,02 N	84 39 43,78 E	2306480	256763
65 - 96	20 50 43,52 N	85 9 36,4 E	2305946	308588
67 - 96	20 52 9,98 N	85 9 21,96 E	2308609	308201
68 - 96	20 51 46,15 N	84 54 21,7 E	2308195	282172
69 - 96	20 51 44,59 N	84 54 27,47 E	2308145	282338
70 - 96	20 51 38,33 N	84 54 39,61 E	2307948	282686
71 - 96	20 51 57,46 N	85 2 34,1 E	2308364	296409
72 - 96	20 52 53,66 N	85 1 29,85 E	2310115	294573
73 - 96	20 53 44,52 N	85 1 0,32 E	2311689	293739
74 - 96	20 55 25,54 N	84 55 42,67 E	2314912	284599
75 - 96	20 55 10,53 N	84 55 21,58 E	2314458	283984
76 - 96	20 53 55,66 N	84 50 28,35 E	2312268	275480
77 - 96	20 51 52,1 N	84 55 22,01 E	2308356	283917
78 - 96	21 27 3,53 N	84 2 33,65 E	2374760	193524
79 - 96	21 27 0,92 N	84 9 22,91 E	2374461	205311
80 - 96	21 29 26,31 N	84 17 1,76 E	2378700	218605
81 - 96	21 32 4,99 N	84 26 28,75 E	2383306	235010
82 - 96	21 32 10,51 N	84 28 45,06 E	2383412	238936
83 - 96	21 31 11,15 N	84 31 27,55 E	2381511	243584
84 - 96	21 31 8,65 N	84 32 57,99 E	2381393	246186
85 - 96	21 31 21,2 N	84 33 21,91 E	2381768	246880
87 - 96	21 32 27,94 N	84 37 22,06 E	2383715	253824
88 - 96	21 27 29,23 N	84 41 29 E	2374420	260794
89 - 96	21 25 9,05 N	84 40 54,98 E	2370122	259751
90 - 96	21 28 27,89 N	84 14 52,29 E	2376968	214845
91 - 96	21 24 3,76 N	84 40 55,11 E	2368114	259725
92 - 96	21 23 22,16 N	84 40 16,51 E	2366851	258594
93 - 96	21 22 51,79 N	84 40 1,67 E	2365923	258152
94 - 96	21 21 35,58 N	84 39 19,06 E	2363597	256890
95 - 96	21 20 32,99 N	84 40 4,76 E	2361652	258178
96 - 96	21 18 19,94 N	84 38 10,08 E	2357609	254812
97 - 96	21 14 25,98 N	84 31 18,89 E	2350594	242847
98 - 96	21 47 22,6 N	83 54 5,72 E	2412560	179640
99 - 96	21 9 39,98 N	84 29 33,89 E	2341844	239679
100 - 96	21 9 35,63 N	84 30 41,42 E	2341679	241626
101 - 96	21 10 12,79 N	84 24 4,57 E	2343006	230193
102 - 96	21 5 44,8 N	84 23 22,13 E	2334781	228833
103 - 96	20 51 41,03 N	84 19 17,27 E	2308941	221329
104 - 96	20 56 6,03 N	84 18 32,06 E	2317115	220158
105 - 96	21 29 54,71 N	83 56 18,9 E	2380236	182832
106 - 96	21 30 29,92 N	83 51 27,88 E	2381486	174472
107 - 96	21 30 40,69 N	83 51 4,4 E	2381831	173803

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)						UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)	
	Breitengrad ° ' "			Längengrad ° ' "			Hochwert [m]	Rechtswert [m]
108 - 96	21	29	0,69 N	83	52	44,4 E	2378696	176621
109 - 96	21	30	50,07 N	83	52	47,15 E	2382060	176768
110 - 96	21	25	19,93 N	84	2	16,09 E	2371582	192958
111 - 96	21	23	10,2 N	84	8	2,63 E	2367404	202869
112 - 96	21	19	14,52 N	84	19	44,97 E	2359797	222984
113 - 96	21	19	49,28 N	84	21	1,87 E	2360829	225219
114 - 96	21	17	55,96 N	84	26	20,67 E	2357191	234351
115 - 96	21	18	32,84 N	84	28	47,24 E	2358257	238594
116 - 96	21	25	8,55 N	84	1	30 E	2371257	191624
117 - 96	21	22	29,74 N	84	4	12,44 E	2366282	196212
118 - 96	21	22	18,26 N	84	4	36,21 E	2365916	196891
119 - 96	21	18	22,42 N	84	6	33,63 E	2358597	200142
120 - 96	21	17	55,92 N	84	7	16,62 E	2357759	201366
121 - 96	21	8	25,69 N	84	10	14,3 E	2340121	206176
122 - 96	21	4	49,17 N	84	16	12,53 E	2333278	216401
123 - 96	21	4	29,52 N	84	23	25,44 E	2332464	228891
124 - 96	21	4	6,03 N	84	20	5,56 E	2331837	223107
125 - 96	21	45	4,54 N	83	43	4,32 E	2408704	160539
126 - 96	21	46	21,78 N	83	40	32,35 E	2411175	156221
127 - 96	21	47	9,01 N	83	33	2,11 E	2412913	143309
128 - 96	21	47	17,2 N	83	33	20,63 E	2413153	143847
129 - 96	21	31	20,34 N	83	58	56,47 E	2382782	187421
130 - 96	21	32	25,88 N	83	58	47,63 E	2384804	187205
131 - 96	21	32	51,55 N	83	55	1,63 E	2385722	180714
132 - 96	21	21	21,7 N	83	55	15,03 E	2364485	180682
133 - 96	21	20	49,01 N	83	54	13,39 E	2363513	178886
134 - 96	20	15	48,61 N	85	47	7,97 E	2240924	373185
109A - 96	21	30	43,98 N	83	52	21,36 E	2381888	176021
124A - 96	21	4	6,03 N	84	20	5,56 E	2331837	223107
66A - 96	20	57	32,41 N	85	11	56,66 E	2318474	312783

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)								UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)	
	Breitengrad				Längengrad				Hochwert [m]	Rechtswert [m]
1-97	20	25	7,21	N	85	44	24,63	E	2258132	368578
2-97	20	25	54,93	N	85	41	50,97	E	2259634	364136
3-97	20	16	33,51	N	85	38	54,66	E	2242415	358885
4-97	20	21	40,42	N	85	46	6,74	E	2251753	371489
5-97	20	20	36,18	N	85	14	8,48	E	2250284	315851
6-97	20	20	50,00	N	85	10	8,96	E	2250784	308909
7-97	20	17	48,22	N	85	9	44,84	E	2245202	308147
8-97	20	20	20,54	N	84	51	43,91	E	2250264	276849
9-97	20	20	30,04	N	84	55	40,53	E	2250469	283716
10-97	20	22	43,76	N	85	0	58,60	E	2254467	292990
11-97	20	21	41,39	N	84	48	0,95	E	2252836	270415
12-97	20	24	23,28	N	85	2	6,32	E	2257504	294991
13-97	20	31	22,26	N	84	47	30,19	E	2270713	269763
13B-97	20	32	2,90	N	84	47	22,56	E	2271965	269559
13C-97	20	32	7,01	N	84	47	21,73	E	2272092	269537
13D-97	20	32	15,16	N	84	47	27,81	E	2272340	269716
13E-97	20	32	17,38	N	84	47	31,47	E	2272407	269823
14-97	20	29	38,08	N	84	49	46,47	E	2267456	273669
15-97	20	21	17,77	N	84	48	32,49	E	2252097	271320
16-97	20	22	58,49	N	84	46	13,37	E	2255249	267327
17-97	20	23	42,06	N	84	45	14,93	E	2256612	265650
18-97	20	24	20,32	N	84	38	25,15	E	2257956	253785
19-97	20	24	38,58	N	84	35	1,43	E	2258603	247885
20-97	20	26	11,15	N	84	29	33,66	E	2261593	238425
21-97	20	25	19,61	N	84	26	34,62	E	2260088	233209
22-97	20	25	31,04	N	84	25	50,08	E	2260459	231923
23-97	20	27	25,50	N	84	19	48,40	E	2264148	221492
24-97	20	29	22,95	N	84	13	6,02	E	2267956	209888
25-97	20	30	5,24	N	84	11	6,70	E	2269316	206451
26-97	20	29	14,01	N	84	6	53,91	E	2267867	199096
27-97	20	29	31,37	N	84	5	9,33	E	2268455	196073
28-97	20	30	28,62	N	84	4	36,55	E	2270234	195155
29-97	20	30	59,60	N	84	4	41,17	E	2271184	195305
30-97	20	28	3,38	N	84	0	38,38	E	2265890	188169
31-97	20	28	1,03	N	83	59	50,41	E	2265843	186776
32-97	20	29	4,53	N	84	0	10,36	E	2267786	187391
33-97	20	29	14,64	N	84	15	44,00	E	2267623	214463
34-97	20	33	8,31	N	84	18	22,96	E	2274735	219189
35-97	20	34	23,94	N	84	22	51,45	E	2276935	227006
36-97	20	38	8,17	N	84	24	57,88	E	2283774	230778
37-97	20	38	6,57	N	84	25	25,10	E	2283712	231565
38-97	20	40	27,63	N	84	23	22,59	E	2288108	228087
39-97	21	33	34,44	N	83	31	4,82	E	2387913	139373
40-97	21	34	8,28	N	83	29	30,95	E	2389016	136694
41-97	21	36	53,26	N	83	23	7,08	E	2394348	125758
42-97	21	56	53,85	N	83	20	6,66	E	2431434	121443
42A-97	21	53	42,10	N	83	21	4,50	E	2425491	122964
42C-97	21	53	49,52	N	83	21	18,76	E	2425709	123379
42D-97	21	53	38,34	N	83	22	1,62	E	2425336	124602
42E-97	21	53	50,21	N	83	21	49,25	E	2425710	124255
43-97	21	56	54,22	N	83	20	6,83	E	2431445	121448
44-97	21	57	40,32	N	83	19	17,87	E	2432898	120076

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)							UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)		
	Breitengrad				Längengrad			Hochwert	Rechtswert	
	°	'	"		°	'	"	[m]	[m]	
44B-97	21	57	52,02	N	83	19	25,89	E	2433253	120315
44C-97	21	58	1,97	N	83	19	14,88	E	2433567	120006
44D-97	21	58	19,16	N	83	19	21,43	E	2434092	120207
44E-97	21	58	31,48	N	83	19	26,58	E	2434467	120364
44F-97	21	58	31,52	N	83	19	31,55	E	2434465	120507
45-97	21	55	20,50	N	83	23	17,27	E	2428430	126850
46-97	21	55	33,46	N	83	23	26,87	E	2428822	127135
47-97	21	56	15,47	N	83	23	17,56	E	2430122	126898
48-97	21	58	42,08	N	83	22	49,79	E	2434655	126207
49-97	21	54	40,72	N	83	24	21,16	E	2427162	128656
50-97	21	55	20,89	N	83	26	35,44	E	2428309	132542
51-97	21	55	39,43	N	83	27	15,98	E	2428852	133720
52-97	21	55	38,66	N	83	27	21,89	E	2428825	133889
53-97	21	55	39,25	N	83	27	15,71	E	2428847	133712
54-97	21	52	1,28	N	83	24	5,63	E	2422264	128095
55-97	21	46	58,27	N	83	32	35,68	E	2412599	142542
56-97	21	48	3,30	N	83	33	10,35	E	2414579	143583
57-97	21	48	25,47	N	83	33	2,69	E	2415266	143378
58-97	21	48	31,34	N	83	33	13,08	E	2415440	143681
59-97	21	48	33,79	N	83	33	24,45	E	2415508	144009
60-97	21	47	55,72	N	83	34	42,93	E	2414286	146239
61-97	21	48	0,11	N	83	34	48,82	E	2414418	146411
62-97	21	48	59,55	N	83	35	34,58	E	2416218	147767
63-97	21	50	16,60	N	83	36	1,73	E	2418573	148600
64-97	21	49	56,68	N	83	35	54,14	E	2417965	148368
65-97	22	0	27,90	N	83	22	48,85	E	2437913	126257
66-97	22	3	13,42	N	83	21	31,46	E	2443062	124157
67-97	22	15	44,09	N	83	24	54,98	E	2466035	130544
68-97	22	16	39,31	N	83	25	10,39	E	2467724	131026
69-97	22	18	15,38	N	83	25	51,38	E	2470654	132270
70-97	22	19	37,01	N	83	26	48,44	E	2473129	133964
71-97	22	20	58,88	N	83	30	42,20	E	2475493	140718
72-97	22	24	21,15	N	83	33	45,44	E	2481599	146107
73-97	22	25	0,22	N	83	31	25,33	E	2482894	142125
74-97	22	28	47,78	N	83	23	1,73	E	2490241	127879
75-97	22	27	1,19	N	83	16	34,40	E	2487231	116715
76-97	21	47	9,30	N	83	30	51,19	E	2413006	139545
77-97	21	47	4,10	N	83	36	45,32	E	2412620	149723
78-97	21	46	53,76	N	83	37	7,71	E	2412287	150359
79-97	21	47	8,79	N	83	37	0,02	E	2412755	150148
80-97	21	46	51,35	N	83	38	27,78	E	2412163	152660
81-97	22	7	7,27	N	84	0	40,07	E	2448793	191686
82-97	22	5	37,53	N	83	57	4,96	E	2446154	185463
83-97	22	5	45,95	N	83	56	42,19	E	2446426	184815
84-97	22	7	6,65	N	83	48	27,11	E	2449201	170668
85-97	22	8	13,90	N	83	49	30,01	E	2451233	172515
86-97	22	9	6,64	N	83	50	40,96	E	2452814	174583
87-97	22	9	37,08	N	83	50	39,37	E	2453752	174557
88-97	22	10	18,95	N	83	50	34,06	E	2455044	174432
89-97	22	11	56,21	N	83	50	4,57	E	2458055	173649
90-97	22	17	53,82	N	83	54	4,25	E	2468919	180743
91-97	22	14	13,51	N	83	57	54,30	E	2462005	187195

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)							UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)		
	Breitengrad				Längengrad			Hochwert	Rechtswert	
	°	'	"		°	'	"	[m]	[m]	
92-97	22	12	16,46	N	84	1	5,36	E	2458294	192598
93-97	21	46	58,30	N	83	38	34,78	E	2412372	152865
94-97	21	47	6,65	N	83	38	48,82	E	2412620	153274
95-97	21	47	15,20	N	83	41	1,89	E	2412801	157106
96-97	21	46	59,05	N	83	40	41,67	E	2412316	156514
97-97	21	46	51,37	N	83	40	56,49	E	2412071	156934
98-97	21	46	45,90	N	83	40	59,32	E	2411901	157012
99-97	21	46	12,53	N	83	40	45,96	E	2410882	156606
100-97	21	45	57,64	N	83	41	7,84	E	2410410	157225
101-97	21	45	10,45	N	83	43	3,67	E	2408886	160524
102-97	21	46	27,22	N	83	48	20,93	E	2411058	169695
103-97	21	51	4,08	N	83	53	24,96	E	2419400	178607
104-97	22	4	46,57	N	84	2	16,95	E	2444409	194379
105-97	22	2	37,18	N	83	49	42,80	E	2440862	172666
106-97	22	1	54,85	N	83	49	40,32	E	2439561	172568
107-97	22	1	29,59	N	83	49	4,13	E	2438805	171513
108-97	22	2	10,73	N	83	45	7,10	E	2440214	164738
109-97	22	3	43,53	N	83	43	5,87	E	2443145	161321
109A-97	22	2	47,52	N	83	39	24,29	E	2441559	154926
109B-97	22	2	31,65	N	83	39	16,93	E	2441075	154704
109C-97	22	2	25,87	N	83	39	19,71	E	2440896	154780
109D-97	22	2	19,48	N	83	39	19,99	E	2440699	154783
110A-97	22	3	27,11	N	83	44	52,95	E	2442574	164382
110-97	22	3	28,93	N	83	43	8,47	E	2442694	161386
111-97	21	46	49,81	N	84	0	46,19	E	2411324	191130
112-97	21	37	16,00	N	84	2	40,02	E	2393604	194065
113-97	21	37	0,53	N	84	2	31,70	E	2393132	193816
114-97	21	31	46,20	N	84	1	20,66	E	2383499	191587
115-97	20	56	20,93	N	84	17	59,53	E	2317589	219226
116-97	20	55	12,00	N	84	16	41,71	E	2315507	216941
117-97	20	55	21,68	N	84	16	17,95	E	2315816	216259
118-97	20	54	39,21	N	84	19	4,31	E	2314428	221046
119-97	20	53	11,62	N	84	19	20,30	E	2311726	221463
120-97	20	52	33,07	N	84	20	46,52	E	2310499	223936
121-97	20	53	18,28	N	84	21	20,45	E	2311873	224940
122-97	21	30	41,41	N	83	52	32,68	E	2381802	176346
123-97	21	30	39,39	N	83	51	20,36	E	2381781	174262
124-97	21	3	18,24	N	84	18	37,51	E	2330409	220540
125-97	21	5	45,79	N	84	20	48,92	E	2334885	224410
126-97	21	6	39,97	N	84	21	8,59	E	2336542	225006
127-97	21	7	1,48	N	84	21	19,50	E	2337199	225332
128-97	21	8	38,45	N	84	21	6,69	E	2340189	225012
129-97	21	13	40,71	N	84	20	1,67	E	2349519	223292
130-97	21	14	21,14	N	84	19	52,76	E	2350767	223056
131-97	21	15	11,66	N	84	21	20,92	E	2352278	225624
132-97	21	17	23,28	N	84	21	10,41	E	2356333	225389
133-97	21	23	1,26	N	84	10	7,33	E	2367064	206458
134-97	21	9	51,79	N	84	23	35,59	E	2342373	229346
135-97	21	13	7,16	N	84	29	29,76	E	2348219	239661
136-97	21	13	44,78	N	84	30	35,66	E	2349346	241580
137-97	21	13	48,24	N	84	31	27,00	E	2349429	243062
138-97	21	13	45,47	N	84	31	29,41	E	2349343	243130

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)								UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)	
	Breitengrad				Längengrad				Hochwert	Rechtswert
	°	'	"		°	'	"		[m]	[m]
139-97	21	13	52,77	N	84	31	11,68	E	2349576	242623
140-97	21	16	14,92	N	84	34	3,23	E	2353871	247637
141-97	21	17	39,20	N	84	36	23,46	E	2356402	251720
142-97	21	24	0,26	N	84	3	2,92	E	2369105	194261
143-97	21	21	0,09	N	84	5	17,42	E	2363488	198034
144-97	21	5	2,61	N	84	14	1,87	E	2333757	212635
145-97	21	4	15,97	N	84	14	9,13	E	2332318	212820
146-97	20	10	13,98	N	85	41	8,73	E	2230716	362682
147A-97	20	9	35,88	N	85	39	2,28	E	2229574	359002
147B-97	20	9	31,07	N	85	39	6,90	E	2229425	359135
148-97	20	9	44,80	N	85	39	2,05	E	2229848	358997
149-97	20	39	49,72	N	86	6	41,66	E	2285008	407472
150-97	20	43	20,78	N	86	6	19,18	E	2291500	406857
151-97	20	47	4,14	N	86	3	14,62	E	2298397	401559
152A-97	20	46	51,74	N	86	3	0,85	E	2298018	401159
152B-97	20	46	51,03	N	86	2	38,04	E	2298000	400500
153-97	20	50	33,23	N	86	1	53,06	E	2304839	399240
154-97	20	56	36,01	N	86	0	49,56	E	2316003	397474
155-97	20	27	41,50	N	85	42	9,88	E	2262906	364710
156-97	20	39	54,40	N	85	38	0,74	E	2285498	357680
157A-97	20	40	52,33	N	85	45	57,63	E	2287168	371493
157B-97	20	40	59,23	N	85	45	37,62	E	2287385	370915
157C-97	20	41	16,61	N	85	45	10,09	E	2287925	370123
158-97	20	54	43,78	N	84	48	16,29	E	2313799	271683
159-97	20	54	43,65	N	84	44	12,20	E	2313893	264629
160-97	20	53	34,78	N	84	42	54,24	E	2311807	262347
161-97	20	54	9,39	N	84	43	59,53	E	2312845	264248
162-97	20	55	12,85	N	84	44	49,11	E	2314776	265709
163-97	20	51	50,03	N	84	53	57,83	E	2308324	281483
164-97	20	43	49,35	N	85	29	52,20	E	2292847	343611
165-97	20	46	6,98	N	85	24	39,08	E	2297165	334596
166-97	20	46	41,69	N	85	22	14,14	E	2298274	330415
167-97	20	48	24,63	N	85	0	29,58	E	2301863	292728
168-97	20	51	1,98	N	84	52	53,16	E	2306870	279594
169-97	20	50	27,86	N	84	52	34,83	E	2305828	279051
170-97	20	48	27,19	N	84	49	27,19	E	2302189	273576
171-97	20	47	48,72	N	84	47	19,83	E	2301056	269876
172-97	20	46	14,89	N	84	48	12,66	E	2298149	271365
173-97	20	51	53,19	N	84	41	15,35	E	2308723	259443
174-97	20	50	51,74	N	84	40	47,68	E	2306844	258616
175-97	20	49	44,76	N	84	39	13,61	E	2304824	255866
176-97	20	48	31,75	N	84	36	57,00	E	2302636	251883
177-97	20	45	36,00	N	84	33	17,67	E	2297325	245457
178-97	20	46	26,82	N	84	33	49,42	E	2298874	246400
179-97	20	47	20,49	N	84	35	28,77	E	2300482	249298
180-97	20	49	55,98	N	84	38	2,03	E	2305199	253802
181-97	20	51	59,90	N	84	37	38,88	E	2309021	253188
182-97	20	53	20,05	N	84	37	31,37	E	2311489	253007
183-97	20	54	38,85	N	84	37	8,15	E	2313923	252372
184-97	20	55	43,31	N	84	36	43,93	E	2315916	251702
185-97	20	57	33,96	N	84	36	50,46	E	2319317	251941
186-97	20	55	9,66	N	84	46	52,59	E	2314629	269275

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)							UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)		
	Breitengrad				Längengrad			Hochwert	Rechtswert	
	°	'	"		°	'	"	[m]	[m]	
187-97	21	13	23,76	N	85	2	41,48	E	2347919	297107
188-97	21	17	42,72	N	84	57	51,92	E	2355989	288860
189-97	21	16	28,64	N	84	54	35,55	E	2353784	283170
190-97	21	12	14,94	N	84	53	7,38	E	2346015	280524
191-97	21	10	13,26	N	84	53	9,15	E	2342272	280525
192-97	20	56	14,66	N	84	59	2,13	E	2316349	290381
193-97	21	11	21,50	N	84	51	49,94	E	2344402	278269
194-97	21	14	9,99	N	84	47	12,46	E	2349694	270337
195-97	21	15	5,77	N	84	46	18,30	E	2351431	268800
196-97	21	17	39,35	N	84	45	14,06	E	2356182	267015
197-97	21	21	7,05	N	84	41	58,20	E	2362652	261462
198A-97	21	21	39,11	N	84	39	19,65	E	2363705	256909
198B-97	21	21	49,41	N	84	39	17,64	E	2364023	256855
199-97	21	27	21,54	N	84	41	26,61	E	2374184	260722
200-97	20	49	3,89	N	85	3	45,14	E	2303001	298397
201-97	20	48	59,72	N	85	1	41,60	E	2302916	294824
202-97	20	50	27,19	N	85	2	5,65	E	2305598	295552
203-97	20	50	41,52	N	85	2	17,95	E	2306034	295913
204-97	20	48	52,56	N	84	59	49,15	E	2302736	291570
205-97	20	50	55,51	N	84	58	38,10	E	2306543	289563
206-97	20	57	55,20	N	84	41	55,42	E	2319841	260761
206B-97	20	58	27,59	N	84	42	20,20	E	2320827	261491
207-97	21	4	18,50	N	85	8	7,36	E	2331038	306306
208-97	21	5	50,26	N	85	7	27,86	E	2333873	305199
209-97	21	11	16,42	N	85	9	31,77	E	2343861	308891
210-97	21	12	20,23	N	85	10	6,98	E	2345812	309930
211-97	21	13	37,49	N	85	11	1,62	E	2348169	311532
212-97	21	14	6,13	N	85	14	40,61	E	2348979	317856
213-97	21	12	19,11	N	85	16	29,41	E	2345653	320957
214-97	21	9	1,89	N	85	20	46,01	E	2339510	328293
215-97	21	5	14,19	N	85	22	13,70	E	2332482	330750
216-97	21	0	25,84	N	85	21	6,29	E	2323635	328713
217-97	20	55	3,96	N	85	14	49,32	E	2313854	317721
218-97	20	55	58,15	N	85	28	55,29	E	2315270	342176
219-97	20	56	47,01	N	85	32	34,36	E	2316714	348518
220-97	20	58	0,48	N	85	32	19,97	E	2318977	348123
221-97	20	59	35,77	N	85	31	1,53	E	2321928	345885
222-97	20	59	34,30	N	85	31	9,36	E	2321880	346110
223-97	20	53	21,51	N	85	32	1,94	E	2310404	347524
224-97	20	51	34,03	N	85	31	22,91	E	2307110	346366
225-97	20	45	28,72	N	85	23	21,97	E	2296011	332354
226-97	20	43	46,96	N	85	21	15,68	E	2292919	328670
227-97	20	38	8,88	N	85	15	51,11	E	2282621	319170
228-97	20	37	6,75	N	85	13	12,87	E	2280760	314569
229-97	20	37	1,23	N	85	11	37,90	E	2280621	311818
230-97	20	37	57,96	N	85	10	36,97	E	2282384	310074
231-97	20	39	57,55	N	85	10	9,10	E	2286071	309308
232-97	20	41	25,71	N	85	10	56,48	E	2288767	310710
233-97	20	45	32,83	N	85	8	50,14	E	2296407	307141
234-97	20	50	53,85	N	84	57	42,36	E	2306512	287951
235-97	20	51	9,80	N	84	57	19,80	E	2307011	287305
236-97	20	46	32,81	N	85	21	13,98	E	2298018	328673

Aufschluß- nummer	Geografische Koordinaten (WGS 84)							UTM-Koordinaten-Zone 45 (WGS 84)		
	Breitengrad ° ' "				Längengrad ° ' "			Hochwert [m]	Rechtswert [m]	
237-97	20	34	18,48	N	85	8	43,39	E	2275673	306709
238-97	20	32	13,58	N	85	7	4,19	E	2271865	303792
239-97	20	32	12,48	N	85	6	47,10	E	2271837	303297
240-97	20	31	23,56	N	85	6	50,42	E	2270331	303375
241-97	20	29	50,70	N	85	6	35,82	E	2267481	302919
242-97	20	27	44,87	N	85	5	37,14	E	2263631	301174
243-97	20	24	8,69	N	85	15	54,35	E	2256785	318990
244-97	20	25	6,01	N	85	21	28,04	E	2258448	328680
245-97	20	25	34,32	N	85	23	49,46	E	2259278	332788
246-97	20	25	40,44	N	85	25	24,87	E	2259439	335555
247-97	20	26	36,21	N	85	29	35,29	E	2261086	342828

Aufschluß	Sample	Lithologie	Einheit	Gruppe
100-97	100 a	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
120-97	120 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
143-97	143 b	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
163-97	163 d	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
163-97	163 e	Aplit	Eastern Ghats	
171-97	171 e	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
187-97	187 b1	Dolerit	Rengali-Domäne	III
187-97	187 b2	Dolerit	Rengali-Domäne	III
202-97	202 a	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
234-97	234 a	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
234-97	234 b	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
234-97	234 c	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
250-97	250 g1	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
250-97	250 g2	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
42A-97	42 A-VII	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42B-97	42 B-I	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42B-97	42 B-III	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42C-97	42 C-I	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42D-97	42 D-I	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42E-97	42 E-VII	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
56-97	56 a	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
58-97	58 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
59-97	59 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
61-97	61 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
62-97	62 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
63-97	63 a	Amphibolit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
68-96	68-96 a	Aplit	Eastern Ghats	
72-97	72 a	Amphibolit	Chhotanagpur	
73-97	73 a	Amphibolit	Chhotanagpur	
74-97	74 b	Amphibolit	Chhotanagpur	
79-97	79b	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
8-96	7/4	Dolerit	Singhbhum-Kraton	
8-96	7/4a	Dolerit	Singhbhum-Kraton	
10-96	9/4	Dolerit	Singhbhum-Kraton	
44-96	1/10	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
44-96	1/10a	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
59-96	3/12	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
59-96	4/12	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
59-96	4/12	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
60-96	5/12	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
88-96	7/19	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
97-97	8/20	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
122-97	122	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
118-97	2/1/25	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
126-96	3/1/26	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
46-96	46-96-1	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
49-96	49-96-1	Dolerit	Rengali-Domäne	III
59-96	2/12	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
69-96	6/13	Aplit	Eastern Ghats	
1-96	NAR1	Dolerit	Athgarh-Becken	I
MHD7	MAH1	Basalt	Offshore-Becken	I
46-96	46-96a	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
46-96	46-96b	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
49-96	49-96a	Dolerit	Rengali-Domäne	III

Aufschluß	Sample	Lithologie	Einheit	Gruppe
49-96	49-96b	Dolerit	Rengali-Domäne	III
45-96	3/10	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
74-96	1/2/28	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
64-96	10/12	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
122-97	122a1	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122a2	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122c	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122d	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur

Aufschluß	Sample	Lithologie	Einheit	K-Ar	Ar-Ar	Sm-Nd
202-97	202 a	Dolerit	Eastern Ghats			x
42D-97	42 D-I	Dolerit	Chattisgarh-Becken			x
79-97	79b	Dolerit	Bhandara-Kraton			x
59-96	2/12	Dolerit	Eastern Ghats	x		
59-96	3/12	Dolerit	Eastern Ghats	x		
59-96	4/12	Dolerit	Eastern Ghats	x		
60-96	5/12	Dolerit	Eastern Ghats	x		x
122-97	122	Dolerit	Bhandara-Kraton			
46-96	46-96-1	Dolerit	Eastern Ghats	x		x
49-96	49-96-1	Dolerit	Rengali-Domäne	x		x
1-96	NAR1	Dolerit	Athgarh-Becken		x	
MHD7	MAH1	Basalt	Offshore-Becken		x	
45-96	3/10	Amphibolit	Eastern Ghats		x	
31-96	5/8	Granitgneiss	Eastern Ghats		x	
69-96	6/13	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
12-97	12b	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
59-96	59-96b	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
171-97	171-97d	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
63-96	8/3/13	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
46-96	46-96d	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
35-97	35c	Pseudotachylit	Eastern Ghats		x	
30-96	2/8b	Pegmatit	Eastern Ghats	x		
65-96	1/3/13	Pegmatit	Eastern Ghats	x		

Aufschluß	Sample	Lithologie	Einheit	Gruppe
205-97	205b	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
205-97	205e	Gneiss	Eastern Ghats	
42A-97	42 A-VII	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
42E-97	42 E-VII	Dolerit	Chattisgarh-Becken	IV-südl. Raigarh
79-97	79b	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-nördl-Raigarh
79-97	97c	Granit	Bhandara-Kraton	
59-96	59-96b	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
59-96	59-96c	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
59-96	59-96d	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
60-96	59-96f	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
171-97	171c	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
171-97	171b	Gneiss	Eastern Ghats	
163-97	163b	Amphibolit	Eastern Ghats	II-G3
163-97	163c	Gneiss	Eastern Ghats	
46-96	46-96a	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
46-96	46-96b	Dolerit	Eastern Ghats	II-G1
46-96	46-96c	Migmatit	Eastern Ghats	
49-96	49-96a	Dolerit	Rengali-Domäne	III
49-96	49-96b	Dolerit	Rengali-Domäne	III
187-97	187a	Dolerit	Rengali-Domäne	III
122-97	122a	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122b	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122c	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122d	Dolerit	Bhandara-Kraton	IV-Sambalpur
122-97	122e	Granit	Bhandara-Kraton	
1-96	NAR1	Dolerit	Athgarh-Becken	I

Anlage 11.5

Ergebniszusammenstellung Laboruntersuchungen Geochemie

11.5.1 Geochemie - RFA

11.5.2 Geochemie - ICP-MS

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	SiO2 [wt %]	TiO2 [wt %]	Al2O3 [wt %]	Fe2O3 [wt %]	FeO [wt %]	FeOT [wt %]	Fe2O3T [wt %]	MnO [wt %]	MgO [wt %]
100-97	100 a	Dolerit	IV	52,25	0,57	13,91	2,67	6,73	9,13	10,09	0,16	8,20
120-97	120 a	Amphibolit		45,66	1,04	9,23	3,28	8,25	11,20	12,38	0,19	19,27
143-97	143 b	Amphibolit	IV	47,40	1,85	9,84	3,67	9,23	12,53	13,85	0,17	12,49
163-97	163 d	Amphibolit	II	51,39	1,76	12,25	3,51	8,83	11,99	13,25	0,17	8,39
163-97	163 e	Aplit		73,97	0,08	13,91	0,37	0,93	1,26	1,39	0,04	0,28
171-97	171 e	Amphibolit	II	44,78	2,23	15,05	3,54	8,93	12,12	13,39	0,19	7,97
187-97	187 b1	Dolerit	III	47,12	1,58	16,01	3,32	8,36	11,35	12,54	0,17	8,35
187-97	187 b2	Dolerit	III	46,34	1,53	16,57	3,36	8,45	11,47	12,68	0,18	8,51
202-97	202 a	Dolerit	II	49,18	1,65	13,37	3,71	9,35	12,70	14,03	0,18	8,50
234-97	234 a	Dolerit	II	47,38	2,06	15,55	3,58	9,01	12,23	13,52	0,19	5,72
234-97	234 b	Dolerit	II	46,04	2,32	15,71	3,57	8,99	12,20	13,48	0,18	7,10
234-97	234 c	Dolerit	II	46,62	1,75	15,19	3,72	9,37	12,71	14,05	0,19	7,49
250-97	250 g1	Dolerit	II	48,46	1,69	13,39	3,91	9,85	13,37	14,78	0,19	9,37
250-97	250 g2	Dolerit	II	45,63	1,76	14,73	3,74	9,42	12,79	14,13	0,19	8,14
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	48,96	1,57	16,21	3,09	7,77	10,55	11,66	0,15	6,24
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	49,69	1,73	16,12	3,13	7,89	10,70	11,83	0,17	5,08
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	51,11	1,64	16,27	3,03	7,62	10,34	11,43	0,15	4,60
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	49,26	1,48	16,89	2,94	7,41	10,05	11,11	0,16	5,65
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	49,49	1,66	16,20	3,05	7,68	10,42	11,52	0,16	5,45
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	50,58	1,75	15,67	3,06	7,71	10,47	11,57	0,16	5,07
56-97	56 a	Dolerit	IV	53,82	0,54	12,89	2,71	6,83	9,27	10,24	0,16	8,88
58-97	58 a	Amphibolit	IV	47,33	2,69	14,60	3,76	9,47	12,85	14,20	0,19	6,02
59-97	59 a	Amphibolit	IV	42,54	3,21	8,67	3,15	7,93	10,77	11,90	0,16	12,38
61-97	61 a	Amphibolit	IV	47,25	2,53	14,55	3,72	9,37	12,71	14,05	0,18	6,29
62-97	62 a	Amphibolit	IV	64,98	0,60	13,99	2,00	5,03	6,83	7,55	n.a.	5,44
63-97	63 a	Amphibolit	IV	64,81	0,59	13,92	2,00	5,03	6,83	7,55	n.a.	5,44
68-96	68-96 a	Aplit		74,15	0,09	13,66	0,37	0,93	1,27	1,40	n.a.	0,08
72-97	72 a	Amphibolit		49,20	0,26	15,31	1,82	4,57	6,21	6,86	0,14	10,17
73-97	73 a	Amphibolit		46,04	1,12	17,35	3,62	9,12	12,38	13,68	0,25	6,14
74-97	74 b	Amphibolit		47,39	2,42	12,34	5,00	12,59	17,08	18,88	0,27	5,24
79-97	79b	Dolerit	IV	49,22	1,69	13,77	3,89	9,81	13,31	14,71	0,21	4,89
8-96	7/4	Dolerit		47,64	1,15	16,34	3,09	7,78	10,56	11,67	0,14	7,35
8-96	7/4a	Dolerit		47,74	1,15	16,47	3,08	7,75	10,52	11,63	0,14	7,31
10-96	9/4	Dolerit		47,14	2,32	13,68	3,84	9,68	13,14	14,52	0,22	5,84
44-96	1/10	Amphibolit	II	46,65	1,86	14,21	4,08	10,28	13,95	15,42	0,22	8,72
44-96	1/10a	Amphibolit	II	46,75	1,87	14,34	4,08	10,28	13,95	15,42	0,22	8,65
59-96	3/12	Dolerit	II	47,47	1,81	14,87	3,96	9,98	13,55	14,97	0,19	7,08
59-96	4/12	Dolerit	II	47,94	1,95	15,93	3,84	9,67	13,12	14,50	0,19	7,11
59-96	4/12	Dolerit	II	48,02	1,95	15,81	3,85	9,69	13,16	14,54	0,19	7,09
60-96	5/12	Dolerit	II	46,87	2,14	15,14	3,97	9,99	13,56	14,99	0,19	8,26
88-96	7/19	Amphibolit	II	46,94	1,07	15,25	3,09	7,79	10,57	11,68	0,18	7,75
97-97	8/20	Amphibolit	II	50,36	0,82	9,18	3,43	8,64	11,73	12,96	0,18	12,48
122-97	122	Dolerit	IV	50,68	0,56	13,75	2,71	6,83	9,27	10,24	0,16	8,95
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	47,62	2,07	12,44	3,69	9,29	12,61	13,94	0,16	7,95
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	48,25	2,25	10,75	4,51	11,36	15,42	17,04	0,25	6,64
46-96	46-96-1	Dolerit	II	45,92	1,81	15,48	2,20	11,01	14,44	13,00	0,19	8,03
46-96	49-96-1	Dolerit	III	45,87	2,01	14,98	2,26	11,30	14,81	13,33	0,20	6,57
59-96	2/12	Dolerit	II	44,91	1,89	12,87	1,80	12,01	15,15	13,64	0,19	12,32
69-96	6/13	Aplit		48,81	2,25	15,24	2,29	11,44	15,00	13,50	0,19	5,08

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	SiO2 [wt %]	TiO2 [wt %]	Al2O3 [wt %]	Fe2O3 [wt %]	FeO [wt %]	FeOT [wt %]	Fe2O3T [wt %]	MnO [wt %]	MgO [wt %]
1-96	NAR1	Dolerit	I	49,98	1,24	14,82	1,57	7,83	10,27	9,24	0,17	8,10
MHD7	MAH1	Basalt	I	51,77	1,24	14,00	1,64	4,69	6,85	6,17	0,17	1,14
46-96	46-96a	Dolerit	II	46,51	1,65	15,38	3,72	9,38	12,73	14,07	0,19	8,61
46-96	46-96b	Dolerit	II	46,50	1,70	15,45	3,78	9,53	12,93	14,29	0,19	8,56
49-96	49-96a	Dolerit	III	47,45	2,17	15,05	4,17	10,49	14,24	15,74	0,21	6,56
49-96	49-96b	Dolerit	III	47,34	2,24	15,00	4,18	10,53	14,29	15,79	0,21	6,48
45-96	3/10	Amphibolit	II	47,59	1,93	13,09	4,11	10,34	14,03	15,51	0,23	7,86
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	50,02	2,31	14,23	3,57	9,00	12,22	13,50	0,19	5,73
64-96	10/12	Amphibolit	II	49,08	0,93	15,58	3,17	7,98	10,83	11,97	0,18	7,87
122-97	122a1	Dolerit	IV	51,93	0,58	13,46	2,72	6,84	9,28	10,26	0,16	8,73
122-97	122a2	Dolerit	IV	52,16	0,61	14,03	2,72	6,85	9,30	10,28	0,15	8,49
122-97	122c	Dolerit	IV	52,38	0,57	11,67	2,80	7,05	9,56	10,57	0,16	10,62
122-97	122d	Dolerit	IV	52,36	0,58	12,46	2,77	6,98	9,47	10,47	0,16	9,51

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	CaO [wt %]	Na2O [wt %]	K2O [wt %]	P2O5 [wt %]	H2Om [wt %]	LOI [wt %]	mg	Total [wt %]
100-97	100 a	Dolerit	IV	10,77	1,56	0,57	0,08	0,10	1,58	65,45	99,74
120-97	120 a	Amphibolit		9,41	0,77	0,65	0,09	0,10	0,28	78,39	99,21
143-97	143 b	Amphibolit	IV	8,63	1,68	1,71	0,36	0,13	0,69	67,76	98,91
163-97	163 d	Amphibolit	II	9,18	1,97	0,68	0,24	0,09	0,21	59,61	99,63
163-97	163 e	Aplit		1,14	3,38	4,57	0,02	0,10	0,20	31,95	98,85
171-97	171 e	Amphibolit	II	10,09	2,13	1,44	0,41	0,32	1,60	58,11	99,35
187-97	187 b1	Dolerit	III	10,45	2,19	0,56	0,20	0,08	0,32	60,81	99,62
187-97	187 b2	Dolerit	III	10,08	2,25	0,51	0,17	0,20	0,61	61,00	99,48
202-97	202 a	Dolerit	II	9,50	1,93	0,48	0,17	0,09	0,52	58,54	99,62
234-97	234 a	Dolerit	II	9,01	2,83	1,75	0,40	0,06	0,79	49,65	99,45
234-97	234 b	Dolerit	II	10,00	2,38	1,23	0,42	0,08	0,32	55,11	99,26
234-97	234 c	Dolerit	II	10,10	2,30	0,64	0,21	0,08	0,44	55,40	99,09
250-97	250 g1	Dolerit	II	10,36	1,91	0,53	0,17	0,07	0,39	59,64	101,47
250-97	250 g2	Dolerit	II	11,02	2,08	0,56	0,16	0,12	0,72	57,31	99,20
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	6,00	3,77	1,40	0,25	0,41	3,24	55,50	99,47
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	6,45	3,74	1,93	0,22	0,46	2,63	50,02	99,91
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	7,58	4,36	1,39	0,24	0,30	2,60	48,40	101,65
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	6,33	3,50	2,03	0,21	0,18	2,86	54,24	99,64
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	6,24	3,49	1,62	0,24	0,32	3,17	52,44	99,52
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	6,42	4,28	1,31	0,25	0,31	2,56	50,53	99,67
56-97	56 a	Dolerit	IV	8,20	1,01	1,36	0,08	0,07	2,26	66,90	99,49
58-97	58 a	Amphibolit	IV	8,85	1,78	1,80	0,49	0,14	1,58	49,70	99,70
59-97	59 a	Amphibolit	IV	13,13	0,21	1,67	0,92	0,36	5,26	70,80	100,38
61-97	61 a	Amphibolit	IV	8,31	1,84	1,52	0,47	0,09	7,01	51,06	104,24
62-97	62 a	Amphibolit	IV	0,17	n.a.	2,44	0,10	0,53	4,77	62,68	99,79
63-97	63 a	Amphibolit	IV	0,17	n.a.	2,44	0,09	0,00	4,77	62,68	99,53
68-96	68-96 a	Aplit		n.a.	3,11	5,38	0,02	0,09	0,37	11,75	99,12
72-97	72 a	Amphibolit		15,20	0,20	0,05	0,03	0,06	1,56	77,55	99,14
73-97	73 a	Amphibolit		10,93	1,49	0,26	0,27	0,11	1,94	51,12	99,52
74-97	74 b	Amphibolit		9,32	1,65	0,50	0,26	0,13	0,37	39,28	98,71
79-97	79b	Dolerit	IV	7,95	2,80	1,35	0,24	0,25	2,68	43,65	99,87
8-96	7/4	Dolerit		9,73	2,52	0,49	0,19	0,20	1,72	59,48	99,27
8-96	7/4a	Dolerit		9,72	2,49	0,49	0,20	0,20	1,72	59,43	99,34
10-96	9/4	Dolerit		10,06	1,97	1,23	0,52	0,21	1,42	48,38	99,31
44-96	1/10	Amphibolit	II	9,66	1,94	0,37	0,17	0,10	0,00	56,86	99,35
44-96	1/10a	Amphibolit	II	9,66	1,99	0,37	0,19	0,10	0,00	56,66	99,61
59-96	3/12	Dolerit	II	9,54	2,22	0,57	0,32	0,17	0,00	52,43	99,77
59-96	4/12	Dolerit	II	10,12	0,67	0,66	0,33	0,14	0,00	53,33	99,68
59-96	4/12	Dolerit	II	10,13	0,69	0,66	0,32	0,14	0,00	53,19	99,65
60-96	5/12	Dolerit	II	10,44	0,50	0,46	0,28	0,32	0,00	56,22	99,39
88-96	7/19	Amphibolit	II	12,09	1,46	0,41	0,08	0,14	0,80	60,73	98,15
97-97	8/20	Amphibolit	II	10,39	0,66	0,28	0,17	0,30	1,53	69,18	99,43
122-97	122	Dolerit	IV	10,26	1,31	0,84	0,07	0,12	2,59	67,07	99,56
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	9,44	2,37	1,67	0,51	0,19	0,65	57,06	99,55
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	10,24	1,26	0,46	0,20	0,38	0,98	47,59	98,78
46-96	46-96-1	Dolerit	II	10,08	2,58	0,64	0,30	0,18	0,49	59,02	100,49
46-96	49-96-1	Dolerit	III	9,51	2,57	0,97	0,42	0,15	0,32	53,46	98,71
59-96	2/12	Dolerit	II	9,72	1,48	0,75	0,23	0,28	0,74	67,80	100,93
69-96	6/13	Aplit		8,50	0,76	1,72	0,68	0,00	0,05	46,72	98,87

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	CaO [wt %]	Na2O [wt %]	K2O [wt %]	P2O5 [wt %]	H2Om [wt %]	LOI [wt %]	mg	Total [wt %]
1-96	NAR1	Dolerit	I	11,45	2,09	0,43	0,17	1,11	0,32	67,13	100,23
MHD7	MAH1	Basalt	I	3,39	3,32	4,49	0,57	0,80	1,51	30,12	89,31
46-96	46-96a	Dolerit	II	10,14	2,04	0,56	0,25	n.a.	0,66	58,78	100,13
46-96	46-96b	Dolerit	II	9,93	2,07	0,56	0,25	n.a.	0,57	58,26	100,11
49-96	49-96a	Dolerit	III	9,60	2,30	0,96	0,41	n.a.	0,67	49,27	100,04
49-96	49-96b	Dolerit	III	9,57	2,21	0,98	0,44	n.a.	0,49	48,89	100,06
45-96	3/10	Amphibolit	II	11,10	1,65	0,82	0,18	n.a.	0,39	54,15	100,40
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	9,21	2,31	1,65	0,45	n.a.	0,08	49,73	99,84
64-96	10/12	Amphibolit	II	12,15	1,49	0,31	0,06	n.a.	0,36	60,51	100,00
122-97	122a1	Dolerit	IV	9,42	1,50	1,14	0,08	n.a.	2,53	66,48	99,84
122-97	122a2	Dolerit	IV	9,33	1,52	1,25	0,08	n.a.	2,76	65,81	100,70
122-97	122c	Dolerit	IV	9,24	1,22	0,90	0,07	n.a.	2,66	70,07	100,09
122-97	122d	Dolerit	IV	8,65	1,43	1,38	0,09	n.a.	2,64	67,92	99,80

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Ba [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Ga [ppm]	Ta [ppm]	Nb [ppm]	Hf [ppm]
100-97	100 a	Dolerit	IV	1	130,00	n.a.	123,00	13,00	0,15	2,20	3,00
120-97	120 a	Amphibolit		1	230,00	n.a.	149,00	8,00	n.a.	17,00	4,00
143-97	143 b	Amphibolit	IV	1	1302,00	35,00	620,00	16,00	n.a.	27,00	5,00
163-97	163 d	Amphibolit	II	1	249,00	n.a.	249,00	20,00	n.a.	21,00	4,00
163-97	163 e	Aplit		2	160,00	163,00	68,00	23,00	n.a.	79,00	4,00
171-97	171 e	Amphibolit	II	1	356,00	17,00	472,00	17,00	n.a.	38,00	4,00
187-97	187 b1	Dolerit	III	1	378,00	n.a.	393,00	19,00	n.a.	10,00	3,00
187-97	187 b2	Dolerit	III	1	510,00	n.a.	409,00	13,00	n.a.	10,00	3,00
202-97	202 a	Dolerit	II	1	161,00	12,00	228,00	20,00	0,67	11,00	4,00
234-97	234 a	Dolerit	II	1	304,00	46,00	346,00	22,00	n.a.	24,00	5,00
234-97	234 b	Dolerit	II	1	292,00	n.a.	495,00	22,00	n.a.	26,00	5,00
234-97	234 c	Dolerit	II	1	192,00	19,00	302,00	21,00	1,53	15,00	4,00
250-97	250 g1	Dolerit	II	1	135,00	n.a.	230,00	12,00	n.a.	12,00	3,00
250-97	250 g2	Dolerit	II	1	180,00	84,00	285,00	17,00	0,8	13,00	4,00
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	1	361,00	54,00	452,00	17,00	0,69	11,00	5,00
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	1	432,00	74,00	493,00	21,00	n.a.	11,00	5,00
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	1	358,00	58,00	527,00	24,00	0,79	12,00	6,00
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	1	479,00	77,00	571,00	26,00	0,67	11,00	5,00
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	1	441,00	53,00	404,00	18,00	n.a.	13,00	5,00
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	1	253,00	49,00	472,00	21,00	0,78	12,00	5,00
56-97	56 a	Dolerit	IV	1	297,00	63,00	160,00	17,00	0,5	5,00	3,00
58-97	58 a	Amphibolit	IV	1	982,00	58,00	536,00	18,00	n.a.	20,00	4,00
59-97	59 a	Amphibolit	IV	1	1915,00	37,00	851,00	11,00	n.a.	109,00	9,00
61-97	61 a	Amphibolit	IV	1	1096,00	19,00	571,00	16,00	n.a.	19,00	4,00
62-97	62 a	Amphibolit	IV	1	193,00	132,00	n.a.	20,00	n.a.	7,00	4,00
63-97	63 a	Amphibolit	IV	1	199,00	136,00	n.a.	16,00	n.a.	5,00	4,00
68-96	68-96 a	Aplit		2	163,00	306,00	46,00	30,00	n.a.	26,00	5,00
72-97	72 a	Amphibolit		1	51,00	n.a.	196,00	10,00	n.a.	n.a.	3,00
73-97	73 a	Amphibolit		1	92,00	n.a.	294,00	17,00	n.a.	6,00	5,00
74-97	74 b	Amphibolit		1	106,00	n.a.	134,00	26,00	n.a.	14,00	4,00
79-97	79b	Dolerit	IV	1	530,00	43,00	236,00	13,00	1,55	25,00	5,00
8-96	7/4	Dolerit		2	110,00	18,00	217,00	19,00	0,15	2,54	3,00
8-96	7/4a	Dolerit		2	94,00	n.a.	207,00	16,00	n.a.	4,00	3,00
10-96	9/4	Dolerit		2	621,00	31,00	259,00	17,00	1,00	19,36	5,00
44-96	1/10	Amphibolit	II	2	149,00	13,00	125,00	11,00	0,78	6,15	4,00
44-96	1/10a	Amphibolit	II	2	128,00	n.a.	125,00	17,00	n.a.	7,00	4,00
59-96	3/12	Dolerit	II	2	172,00	11,00	289,00	25,00	1,07	16,57	4,00
59-96	4/12	Dolerit	II	1	220,00	21,00	369,00	17,00	1,36	21,73	4,00
59-96	4/12	Dolerit	II	2	222,00	n.a.	360,00	21,00	n.a.	19,00	5,00
60-96	5/12	Dolerit	II	2	278,00	16,00	355,00	22,00	1,28	18,79	4,00
88-96	7/19	Amphibolit	II	2	124,00	144,00	205,00	16,00	0,39	4,62	3,00
97-97	8/20	Amphibolit	II	2	54,00	21,00	178,00	12,00	0,35	3,32	3,00
122-97	122	Dolerit	IV	2	228,00	38,00	166,00	12,00	0,16	2,30	3,00
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	2	970,00	45,00	671,00	19,00	1,06	35,60	5,00
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	2	146,00	29,00	132,00	13,00	0,06	4,98	4,00
46-96	46-96-1	Dolerit	II	2	170,00	12,00	296,00	21,00	0,73	12,00	4,00
46-96	49-96-1	Dolerit	III	2	586,00	24,00	293,00	17,00	1,06	19,00	6,00
59-96	2/12	Dolerit	II	2	217,00	22,00	311,00	18,00	1,26	18,35	4,00
69-96	6/13	Aplit		2	474,00	53,00	434,00	23,00	2,34	45,82	8,00

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Ba [ppm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	Ga [ppm]	Ta [ppm]	Nb [ppm]	Hf [ppm]
1-96	NAR1	Dolerit	I	1	180,00	27,00	256,00	14,00	1,96	6,44	4,00
MHD7	MAH1	Basalt	I	1	832,00	67,00	285,00	32,00	2,41	41,02	12,00
46-96	46-96a	Dolerit	II	1	165,00	33,00	295,00	17,00	n.a.	10,00	4,00
46-96	46-96b	Dolerit	II	1	161,00	18,00	301,00	18,00	n.a.	13,00	4,00
49-96	49-96a	Dolerit	III	1	624,00	43,00	304,00	17,00	n.a.	21,00	6,00
49-96	49-96b	Dolerit	III	1	617,00	54,00	302,00	19,00	n.a.	20,00	6,00
45-96	3/10	Amphibolit	II	2	81,00	39,00	133,00	22,00	0,13	3,56	4,00
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	2	558,00	104,00	232,00	15,00	1,42	22,58	6,00
64-96	10/12	Amphibolit	II	2	37,00	5,60	140,00	21,00	0,71	2,53	3,00
122-97	122a1	Dolerit	IV	1	391,00	73,00	172,00	10,00	n.a.	2<	3,00
122-97	122a2	Dolerit	IV	1	404,00	92,00	175,00	13,00	n.a.	3,00	3,00
122-97	122c	Dolerit	IV	1	276,00	81,00	195,00	9,00	n.a.	4,00	3,00
122-97	122d	Dolerit	IV	1	597,00	107,00	285,00	13,00	n.a.	3,00	3,00

Legende

- (1) National Geophysical Research Institut Hyderabad
- (2) Actlabs Inc.

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Zr [ppm]	Y [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Cr [ppm]	Ni [ppm]	Co [ppm]	Sc [ppm]
100-97	100 a	Dolerit	IV	1	47,00	14,00	1,65	n.a.	443,00	136,00	41,00	33,00
120-97	120 a	Amphibolit		1	107,00	23,00	n.a.	n.a.	2197,00	543,00	82,00	29,00
143-97	143 b	Amphibolit	IV	1	204,00	23,00	n.a.	n.a.	568,00	429,00	64,00	27,00
163-97	163 d	Amphibolit	II	1	104,00	28,00	n.a.	n.a.	336,00	227,00	54,00	24,00
163-97	163 e	Aplit		2	86,00	43,00	23,00	6,00	28,00	14,00	n.a.	n.a.
171-97	171 e	Amphibolit	II	1	161,00	28,00	n.a.	n.a.	325,00	142,00	46,00	31,00
187-97	187 b1	Dolerit	III	1	102,00	25,00	n.a.	n.a.	328,00	126,00	53,00	32,00
187-97	187 b2	Dolerit	III	1	88,00	25,00	n.a.	n.a.	229,00	125,00	57,00	35,00
202-97	202 a	Dolerit	II	1	88,00	19,00	1,14	n.a.	295,00	204,00	57,00	19,00
234-97	234 a	Dolerit	II	1	192,00	33,00	n.a.	n.a.	117,00	68,00	42,00	27,00
234-97	234 b	Dolerit	II	1	173,00	27,00	n.a.	n.a.	204,00	114,00	45,00	27,00
234-97	234 c	Dolerit	II	1	95,00	20,00	1,62	n.a.	371,00	134,00	55,00	32,00
250-97	250 g1	Dolerit	II	1	88,00	27,00	n.a.	n.a.	476,00	223,00	58,00	31,00
250-97	250 g2	Dolerit	II	1	91,00	19,00	0,94	n.a.	339,00	143,00	57,00	36,00
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	1	171,00	27,00	2,67	n.a.	70,00	72,00	43,00	25,00
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	1	173,00	33,00	n.a.	n.a.	71,00	44,00	42,00	21,00
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	1	217,00	31,00	3,50	n.a.	57,00	50,00	40,00	20,00
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	1	171,00	25,00	2,60	n.a.	65,00	67,00	45,00	23,00
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	1	173,00	35,00	n.a.	n.a.	73,00	63,00	39,00	25,00
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	1	183,00	30,00	3,16	n.a.	75,00	83,00	40,00	27,00
56-97	56 a	Dolerit	IV	1	82,00	16,00	6,38	n.a.	607,00	171,00	44,00	30,00
58-97	58 a	Amphibolit	IV	1	130,00	26,00	n.a.	n.a.	100,00	109,00	49,00	32,00
59-97	59 a	Amphibolit	IV	1	430,00	37,00	n.a.	n.a.	409,00	267,00	49,00	14,00
61-97	61 a	Amphibolit	IV	1	129,00	23,00	n.a.	n.a.	99,00	102,00	52,00	28,00
62-97	62 a	Amphibolit	IV	1	70,00	11,00	7,00	7,00	765,00	158,00	29,00	22,00
63-97	63 a	Amphibolit	IV	1	76,00	n.a.	n.a.	n.a.	764,00	160,00	33,00	32,00
68-96	68-96 a	Aplit		2	94,00	46,00	33,00	10,00	n.a.	10,00	2,00	n.a.
72-97	72 a	Amphibolit		1	n.a.	12,00	n.a.	n.a.	451,00	122,00	33,00	45,00
73-97	73 a	Amphibolit		1	132,00	26,00	n.a.	n.a.	61,00	31,00	33,00	46,00
74-97	74 b	Amphibolit		1	122,00	46,00	3,96	n.a.	101,00	62,00	51,00	47,00
79-97	79b	Dolerit	IV	1	174,00	27,00	n.a.	n.a.	36,00	49,00	48,00	36,00
8-96	7/4	Dolerit		2	47,00	17,00	0,64	n.a.	137,00	243,00	47,00	21,00
8-96	7/4a	Dolerit		2	42,00	18,00	n.a.	n.a.	136,00	229,00	53,00	25,00
10-96	9/4	Dolerit		2	155,00	39,00	2,72	n.a.	123,00	55,00	42,00	32,00
44-96	1/10	Amphibolit	II	2	93,00	37,00	1,32	5,00	276,00	160,00	54,00	36,00
44-96	1/10a	Amphibolit	II	2	101,00	39,00	n.a.	n.a.	272,00	141,00	60,00	38,00
59-96	3/12	Dolerit	II	2	106,00	28,00	1,16	n.a.	233,00	152,00	55,00	25,00
59-96	4/12	Dolerit	II	1	131,00	28,00	1,60	n.a.	287,00	86,00	45,00	24,00
59-96	4/12	Dolerit	II	2	123,00	27,00	n.a.	n.a.	286,00	94,00	42,00	29,00
60-96	5/12	Dolerit	II	2	114,00	24,00	1,38	n.a.	304,00	171,00	56,00	20,00
88-96	7/19	Amphibolit	II	2	58,00	22,00	0,38	n.a.	188,00	77,00	56,00	41,00
97-97	8/20	Amphibolit	II	2	78,00	18,00	3,08	n.a.	1326,00	240,00	60,00	32,00
122-97	122	Dolerit	IV	2	48,00	14,00	1,68	n.a.	474,00	151,00	44,00	33,00
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	2	187,00	30,00	6,40	n.a.	297,00	231,00	53,00	18,00
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	2	125,00	38,00	2,90	n.a.	283,00	121,00	58,00	37,00
46-96	46-96-1	Dolerit	II	2	104,00	22,00	1,00	n.a.	264,00	138,00	56,00	33,00
46-96	49-96-1	Dolerit	III	2	190,00	32,00	3,61	n.a.	83,00	61,00	54,00	35,00
59-96	2/12	Dolerit	II	2	93,00	16,00	1,58	n.a.	413,00	356,00	72,00	26,00
69-96	6/13	Aplit		2	305,00	28,00	3,42	n.a.	73,00	46,00	45,00	28,00

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Zr [ppm]	Y [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Cr [ppm]	Ni [ppm]	Co [ppm]	Sc [ppm]
1-96	NAR1	Dolerit	I	1	81,00	18,00	1,62	n.a.	342,00	66,00	39,00	34,00
MHD7	MAH1	Basalt	I	1	553,00	23,00	5,06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,00
46-96	46-96a	Dolerit	II	1	107,00	20,00	9,00	2,00	365,00	157,00	56,00	30,00
46-96	46-96b	Dolerit	II	1	109,00	21,00	2,00	n.a.	326,00	168,00	63,00	20,00
49-96	49-96a	Dolerit	III	1	215,00	36,00	5,00	n.a.	129,00	58,00	49,00	33,00
49-96	49-96b	Dolerit	III	1	221,00	33,00	12,00	n.a.	110,00	55,00	55,00	38,00
45-96	3/10	Amphibolit	II	2	124,00	37,00	1,16	2,00	413,00	90,00	45,00	55,00
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	2	204,00	47,00	13,80	n.a.	179,00	40,00	46,00	38,00
64-96	10/12	Amphibolit	II	2	48,00	25,00	0,42	n.a.	347,00	79,00	51,00	47,00
122-97	122a1	Dolerit	IV	1	53,00	18,00	4,00	3,00	497,00	157,00	49,00	39,00
122-97	122a2	Dolerit	IV	1	73,00	16,00	10,00	3,00	499,00	154,00	44,00	47,00
122-97	122c	Dolerit	IV	1	58,00	14,00	6,00	2,00	797,00	212,00	54,00	32,00
122-97	122d	Dolerit	IV	1	61,00	13,00	11,00	1,00	597,00	180,00	49,00	37,00

Legende

- (1) National Geophysical Research Institut Hyderabad
- (2) Actlabs Inc.

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	V [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Bi [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]
100-97	100 a	Dolerit	IV	1	227,00	181,00	61,00	n.a.	6,18	12,8	1,552
120-97	120 a	Amphibolit		1	202,00	195,00	92,00	n.a.	n.a.	67,00	n.a.
143-97	143 b	Amphibolit	IV	1	224,00	108,00	118,00	8,00	35,00	90,00	n.a.
163-97	163 d	Amphibolit	II	1	196,00	128,00	114,00	6,00	n.a.	25,00	n.a.
163-97	163 e	Aplit		2	11,00	48,00	19,00	n.a.	n.a.	38,00	n.a.
171-97	171 e	Amphibolit	II	1	243,00	116,00	95,00	10,00	n.a.	45,00	n.a.
187-97	187 b1	Dolerit	III	1	236,00	153,00	69,00	8,00	n.a.	24,00	n.a.
187-97	187 b2	Dolerit	III	1	222,00	101,00	72,00	6,00	n.a.	31,00	n.a.
202-97	202 a	Dolerit	II	1	227,00	147,00	112,00	5,00	8,65	18,8	2,419
234-97	234 a	Dolerit	II	1	237,00	91,00	108,00	6,00	21,00	66,00	n.a.
234-97	234 b	Dolerit	II	1	245,00	123,00	106,00	11,00	n.a.	63,00	n.a.
234-97	234 c	Dolerit	II	1	231,00	103,00	98,00	9,00	10,2	23,8	3,144
250-97	250 g1	Dolerit	II	1	232,00	425,00	116,00	13,00	n.a.	22,00	n.a.
250-97	250 g2	Dolerit	II	1	279,00	105,00	98,00	7,00	9,43	20,5	2,706
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	1	184,00	69,00	75,00	10,00	22,9	43,9	5,308
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	1	197,00	172,00	143,00	5,00	n.a.	63,00	n.a.
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	1	193,00	127,00	94,00	6,00	24,9	49,3	5,926
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	1	175,00	105,00	103,00	7,00	21,2	42,1	5,075
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	1	204,00	80,00	117,00	8,00	23,6	47,4	5,781
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	1	196,00	107,00	87,00	6,00	n.a.	78,00	n.a.
56-97	56 a	Dolerit	IV	1	175,00	147,00	66,00	7,00	15,2	28,4	3,161
58-97	58 a	Amphibolit	IV	1	308,00	154,00	99,00	7,00	38,00	80,00	n.a.
59-97	59 a	Amphibolit	IV	1	222,00	168,00	102,00	10,00	125,00	262,00	26,00
61-97	61 a	Amphibolit	IV	1	293,00	154,00	99,00	9,00	25,00	37,00	n.a.
62-97	62 a	Amphibolit	IV	1	198,00	60,00	27,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
63-97	63 a	Amphibolit	IV	1	202,00	79,00	29,00	n.a.	n.a.	34,00	n.a.
68-96	68-96 a	Aplit		2	n.a.	31,00	11,00	5,00	20,00	67,00	n.a.
72-97	72 a	Amphibolit		1	155,00	116,00	37,00	9,00	n.a.	b.d.l.	n.a.
73-97	73 a	Amphibolit		1	341,00	311,00	129,00	10,00	n.a.	29,00	n.a.
74-97	74 b	Amphibolit		1	381,00	563,00	159,00	4,00	n.a.	69,00	n.a.
79-97	79b	Dolerit	IV	1	290,00	193,00	112,00	5,00	28,3	57,2	6,664
8-96	7/4	Dolerit		2	232,00	124,00	69,00	5,00	4,87	10,70	1,38
8-96	7/4a	Dolerit		2	233,00	142,00	67,00	10,00	b.d.l.	25,00	n.a.
10-96	9/4	Dolerit		2	271,00	123,00	101,00	9,00	27,12	53,49	6,91
44-96	1/10	Amphibolit	II	2	294,00	181,00	112,00	10,00	8,08	19,41	2,68
44-96	1/10a	Amphibolit	II	2	290,00	108,00	108,00	13,00	n.a.	30,00	n.a.
59-96	3/12	Dolerit	II	2	208,00	100,00	119,00	11,00	11,52	25,86	3,31
59-96	4/12	Dolerit	II	1	239,00	201,00	107,00	6,00	14,23	31,32	4,35
59-96	4/12	Dolerit	II	2	245,00	89,00	111,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
60-96	5/12	Dolerit	II	2	256,00	105,00	143,00	8,00	11,28	25,19	3,36
88-96	7/19	Amphibolit	II	2	251,00	81,00	68,00	7,00	4,27	11,29	1,51
97-97	8/20	Amphibolit	II	2	232,00	189,00	69,00	7,00	5,07	13,82	1,98
122-97	122	Dolerit	IV	2	233,00	108,00	58,00	4,00	6,26	12,9	1,594
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	2	229,00	215,00	109,00	11,00	33,22	68,68	8,35
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	2	402,00	295,00	119,00	8,00	15,70	35,41	4,76
46-96	46-96-1	Dolerit	II	2	218,00	58,00	85,00	5,00	12,2	28	3,653
46-96	49-96-1	Dolerit	III	2	251,00	40,00	109,00	n.a.	30,7	60,6	7,066
59-96	2/12	Dolerit	II	2	222,00	25,00	107,00	n.a.	11,91	25,28	3,21
69-96	6/13	Aplit		2	190,00	32,00	187,00	n.a.	39,00	83,49	10,39

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	V [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Bi [ppm]	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]
1-96	NAR1	Dolerit	I	1	225,00	44,00	64,00	n.a.	9,97	23,63	3,34
MHD7	MAH1	Basalt	I	1	17,00	n.a.	146,00	5,00	65,60	135,78	17,29
46-96	46-96a	Dolerit	II	1	225,00	64,00	91,00	10,00	4,00	41,00	3,00
46-96	46-96b	Dolerit	II	1	229,00	65,00	94,00	n.a.	4,00	49,00	2,00
49-96	49-96a	Dolerit	III	1	292,00	35,00	124,00	n.a.	18,00	70,00	4,00
49-96	49-96b	Dolerit	III	1	307,00	34,00	121,00	9,00	19,00	91,00	6,00
45-96	3/10	Amphibolit	II	2	399,00	50,00	115,00	9,00	9,18	22,79	3,15
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	2	237,00	34,00	121,00	3,00	28,44	64,48	7,88
64-96	10/12	Amphibolit	II	2	258,00	21,00	75,00	8,00	3,12	8,07	1,15
122-97	122a1	Dolerit	IV	1	235,00	95,00	72,00	7,00	n.a.	38,00	1,00
122-97	122a2	Dolerit	IV	1	242,00	83,00	62,00	10,00	n.a.	23,00	1,00
122-97	122c	Dolerit	IV	1	217,00	74,00	62,00	11,00	n.a.	25,00	n.a.
122-97	122d	Dolerit	IV	1	213,00	77,00	68,00	4,00	n.a.	34,00	n.a.

Legende

- (1) National Geophysical Research Institut Hyderabad
- (2) Actlabs Inc.

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]
100-97	100 a	Dolerit	IV	1	6,84	1,81	0,623	2,09	0,41	2,57	0,56	1,61
120-97	120 a	Amphibolit		1	34,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
143-97	143 b	Amphibolit	IV	1	41,00	8,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
163-97	163 d	Amphibolit	II	1	21,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
163-97	163 e	Aplit		2	13,00	4,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
171-97	171 e	Amphibolit	II	1	34,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
187-97	187 b1	Dolerit	III	1	27,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
187-97	187 b2	Dolerit	III	1	17,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
202-97	202 a	Dolerit	II	1	11,4	3,33	1,245	3,85	0,69	3,88	0,75	2,01
234-97	234 a	Dolerit	II	1	31,00	7,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
234-97	234 b	Dolerit	II	1	25,00	7,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
234-97	234 c	Dolerit	II	1	15	3,8	1,42	4,08	0,73	4,1	0,8	2,16
250-97	250 g1	Dolerit	II	1	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
250-97	250 g2	Dolerit	II	1	13	3,61	1,355	3,96	0,71	4,04	0,78	2,11
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	1	23,1	5,51	1,85	5,06	0,91	5,36	1,06	3,01
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	1	33,00	7,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	1	25,3	6,04	2,062	5,76	1,03	6	1,19	3,39
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	1	21,8	5,17	1,805	4,97	0,91	5,15	0,99	2,82
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	1	25,3	6,14	2,075	5,9	1,04	6,14	1,2	3,35
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	1	44,00	8,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
56-97	56 a	Dolerit	IV	1	13	2,76	0,738	2,67	0,49	3,03	0,61	1,81
58-97	58 a	Amphibolit	IV	1	39,00	7,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
59-97	59 a	Amphibolit	IV	1	105,00	16,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
61-97	61 a	Amphibolit	IV	1	27,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
62-97	62 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
63-97	63 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
68-96	68-96 a	Aplit		2	22,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
72-97	72 a	Amphibolit		1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
73-97	73 a	Amphibolit		1	12,00	4,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
74-97	74 b	Amphibolit		1	30,00	8,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
79-97	79b	Dolerit	IV	1	28,5	6,09	1,982	5,36	0,95	5,6	1,08	3,12
8-96	7/4	Dolerit		2	5,81	1,37	0,94	1,96	0,29	2,11	0,37	1,22
8-96	7/4a	Dolerit		2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
10-96	9/4	Dolerit		2	26,34	6,84	2,49	7,38	1,09	6,44	1,39	3,83
44-96	1/10	Amphibolit	II	2	11,87	4,04	1,50	5,22	0,85	5,61	1,20	3,16
44-96	1/10a	Amphibolit	II	2	10,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
59-96	3/12	Dolerit	II	2	14,52	3,52	1,49	5,07	0,84	4,30	0,76	2,23
59-96	4/12	Dolerit	II	1	16,54	4,59	1,60	5,32	0,78	4,67	0,89	2,29
59-96	4/12	Dolerit	II	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
60-96	5/12	Dolerit	II	2	14,15	4,38	1,56	4,75	0,68	3,84	0,81	2,01
88-96	7/19	Amphibolit	II	2	7,91	2,36	0,99	2,74	0,54	3,21	0,60	1,74
97-97	8/20	Amphibolit	II	2	8,36	1,96	0,65	2,55	0,34	2,23	0,40	1,18
122-97	122	Dolerit	IV	2	7,07	1,84	0,617	2,03	0,41	2,5	0,54	1,64
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	2	29,88	4,74	5,20	4,59	0,82	7,16	0,67	1,54
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	2	19,28	5,32	1,81	7,06	1,19	6,69	1,33	3,91
46-96	46-96-1	Dolerit	II	2	17,3	4,48	1,545	4,38	0,8	4,46	0,84	2,36
46-96	49-96-1	Dolerit	III	2	30,4	6,51	2,197	6,08	1,1	6,36	1,23	3,54
59-96	2/12	Dolerit	II	2	13,13	3,24	1,20	4,07	0,62	3,56	0,69	1,57
69-96	6/13	Aplit		2	38,37	9,45	2,79	9,91	1,27	6,57	1,10	3,04

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]
1-96	NAR1	Dolerit	I	1	13,96	4,06	1,45	4,50	0,67	4,21	0,86	2,40
MHD7	MAH1	Basalt	I	1	66,61	14,33	10,01	13,01	1,71	7,96	1,36	3,36
46-96	46-96a	Dolerit	II	1	11,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
46-96	46-96b	Dolerit	II	1	24,00	6,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
49-96	49-96a	Dolerit	III	1	39,00	7,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
49-96	49-96b	Dolerit	III	1	41,00	9,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
45-96	3/10	Amphibolit	II	2	13,37	4,88	1,33	6,26	1,08	6,67	1,33	4,04
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	2	29,66	5,77	4,74	5,50	1,16	11,44	1,29	2,78
64-96	10/12	Amphibolit	II	2	5,95	2,08	0,85	2,43	0,53	3,59	0,73	2,36
122-97	122a1	Dolerit	IV	1	18,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122a2	Dolerit	IV	1	24,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122c	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122d	Dolerit	IV	1	20,00	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Legende

- (1) National Geophysical Research Institut Hyderabad
- (2) Actlabs Inc.

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]
100-97	100 a	Dolerit	IV	1	0,254	1,66	0,251
120-97	120 a	Amphibolit		1	n.a.	n.a.	n.a.
143-97	143 b	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
163-97	163 d	Amphibolit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
163-97	163 e	Aplit		2	n.a.	n.a.	n.a.
171-97	171 e	Amphibolit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
187-97	187 b1	Dolerit	III	1	n.a.	n.a.	n.a.
187-97	187 b2	Dolerit	III	1	n.a.	n.a.	n.a.
202-97	202 a	Dolerit	II	1	0,288	1,71	0,24
234-97	234 a	Dolerit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
234-97	234 b	Dolerit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
234-97	234 c	Dolerit	II	1	0,312	1,98	0,264
250-97	250 g1	Dolerit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
250-97	250 g2	Dolerit	II	1	0,292	1,76	0,254
42A-97	42 A-VII	Dolerit	IV	1	0,424	2,65	0,395
42B-97	42 B-I	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
42B-97	42 B-III	Dolerit	IV	1	0,493	3,16	0,447
42C-97	42 C-I	Dolerit	IV	1	0,414	2,56	0,357
42D-97	42 D-I	Dolerit	IV	1	0,499	3,09	0,452
42E-97	42 E-VII	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
56-97	56 a	Dolerit	IV	1	0,279	1,76	0,259
58-97	58 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
59-97	59 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
61-97	61 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
62-97	62 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
63-97	63 a	Amphibolit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
68-96	68-96 a	Aplit		2	n.a.	n.a.	n.a.
72-97	72 a	Amphibolit		1	n.a.	n.a.	n.a.
73-97	73 a	Amphibolit		1	n.a.	n.a.	n.a.
74-97	74 b	Amphibolit		1	n.a.	n.a.	n.a.
79-97	79b	Dolerit	IV	1	0,448	2,93	0,444
8-96	7/4	Dolerit		2	0,14	0,83	0,07
8-96	7/4a	Dolerit		2	n.a.	n.a.	n.a.
10-96	9/4	Dolerit		2	0,61	3,58	0,44
44-96	1/10	Amphibolit	II	2	0,53	3,31	0,50
44-96	1/10a	Amphibolit	II	2	n.a.	n.a.	n.a.
59-96	3/12	Dolerit	II	2	0,33	2,03	0,18
59-96	4/12	Dolerit	II	1	0,35	1,74	0,25
59-96	4/12	Dolerit	II	2	n.a.	n.a.	n.a.
60-96	5/12	Dolerit	II	2	0,29	1,35	0,22
88-96	7/19	Amphibolit	II	2	0,20	1,57	0,13
97-97	8/20	Amphibolit	II	2	0,15	0,83	0,08
122-97	122	Dolerit	IV	2	0,246	1,68	0,253
118-97	2/1/25	Amphibolit	II	2	0,16	2,32	0,22
126-96	3/1/26	Amphibolit	II	2	0,71	4,08	0,63
46-96	46-96-1	Dolerit	II	2	0,328	2,03	0,288
46-96	49-96-1	Dolerit	III	2	0,516	3,37	0,491
59-96	2/12	Dolerit	II	2	0,20	1,11	0,10
69-96	6/13	Aplit		2	0,41	2,54	0,36

Aufschluß	Sample	Lithologie	Gruppe	Analytik	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]
1-96	NAR1	Dolerit	I	1	0,32	2,42	0,34
MHD7	MAH1	Basalt	I	1	0,39	2,95	0,31
46-96	46-96a	Dolerit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
46-96	46-96b	Dolerit	II	1	n.a.	n.a.	n.a.
49-96	49-96a	Dolerit	III	1	n.a.	n.a.	n.a.
49-96	49-96b	Dolerit	III	1	n.a.	n.a.	n.a.
45-96	3/10	Amphibolit	II	2	0,65	4,69	0,57
74-96	1/2/28	Amphibolit	II	2	0,44	5,65	0,60
64-96	10/12	Amphibolit	II	2	0,33	1,88	0,30
122-97	122a1	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122a2	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122c	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.
122-97	122d	Dolerit	IV	1	n.a.	n.a.	n.a.

Legende

- (1) National Geophysical Research Institut Hyderabad
- (2) Actlabs Inc.

Anlage 11.6

Ergebniszusammenstellung Laboruntersuchungen Geochronologie

- 11.6.1 Ar/Ar - Pseudotachylitmatrix (spot fusion)
- 11.6.2 Ar/Ar - Biotit - Pseudotachylitrand (spot fusion)
- 11.6.3 Ar/Ar - Feldspat (spot fusion/step heating)
- 11.6.4 Ar/Ar - Biotit - Einzelminerale (step heating)
- 11.6.5 Ar/Ar - Hornblende - Einzelminerale (step heating)
- 11.6.6 Sm/Nd - basische Gänge
- 11.6.7 Rb/Sr - basische Gänge

Aufschluß 69-96, 6/13, Spottfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,023077 +/- 0,000193						
1	13,995	0,108	0,0691	2,948		504,9 +/- 20,5
2	13,628	0,263	0,0675	2,831		493,3 +/- 31,1
3	14,352	0,049	0,0686	2,315		516,1 +/- 8,6
4	15,988	0,026	0,062	2,685		566,6 +/- 20,9
5	15,326	0,04	0,0644	2,847		546,3 +/- 14,7
6	15,718	0,021	0,0632	3,149		558,3 +/- 11,3
7	18,737	0,017	0,0531	3,835		648,3 +/- 12,9
8	19,237	0,056	0,0511	5,32		662,8 +/- 32,3
9	13,984	0,251	0,0662	2,731		504,6 +/- 12,0
10	15,003	0,166	0,0633	2,718		536,4 +/- 8,6
11	22,027	0,204	0,0425	4,077		741,5 +/- 12,6
12	23,858	0,234	0,039	3,094		791,3 +/- 20,3
13	14,208	0,351	0,063	4,096		511,6 +/- 63,2
14	28,274	0,003	0,0353	4,498		906,2 +/- 16,7

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,2289 d
Zeitraum bis Messung: 29 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053
40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
38/39K = 0,0176
38/37Ca = 0,000106
37/39K = 0,000234

Aufschluß 171-97, 171D, Spottfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,02241 +/- 0,000184						
1	13,685	0,265	0,0673	1,41		482,6 +/- 12,9
2	15,087	0,057	0,0651	1,19		525,5 +/- 5,5
3	14,256	0,164	0,0666	1,077		500,2 +/- 7,3
4	15,161	0,067	0,0646	0,779		527,7 +/- 11,6
5	14,722	0,092	0,066	0,794		514,4 +/- 5,8
6	15,538	0,1	0,0624	1,655		539 +/- 10,5
7	14,626	0,53	0,0576	2,134		511,5 +/- 13,2
8	14,622	0,207	0,0641	1,461		511,4 +/- 17,6
9	15,242	0,083	0,0639	0,877		530,1 +/- 6,5
10	15,025	0,097	0,0646	1,474		523,6 +/- 4
11	15,140	0,072	0,0646	1,248		527,1 +/- 10
12	14,634	0,111	0,066	1,214		511,7 +/- 5,1
13	14,984	0,069	0,0653	1,103		522,3 +/- 7,3
14	14,991	0,043	0,0657	0,991		522,6 +/- 7,1
15	15,450	0,023	0,0642	1,172		536,4 +/- 10,3
16	14,155	0,288	0,0646	1,323		497,1 +/- 16,6
17	14,960	0,059	0,0656	1,112		521,6 +/- 7,4

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 80 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 12-97, 12b, Spottfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,02241 +/- 0,000184						
Traverse 1						
1	22,945	0,033	0,0431	0,743		748,5 +/- 14
2	17,868	0,003	0,0559	0,186		607,6 +/- 3,8
3	17,506	0,02	0,0567	0,175		597,1 +/- 2,6
4	15,917	0,005	0,0627	0,45		550,4 +/- 7,9
5	18,373	0,038	0,0538	0,356		622,1 +/- 9,8
6	17,791	0,016	0,0559	0,404		605,4 +/- 7
7	90,597	0	0,0110	0,974		2000,1 +/- 8,7
8	23,424	0,111	0,0412	0,845		761,3 +/- 7
9	20,718	0,099	0,0468	0,931		688 +/- 12,8
10	15,422	0,119	0,0625	0,199		535,5 +/- 5,8
11	71,31	0,024	0,0139	1.266		1722,6 +/- 8,4
Traverse 2						
1	16,863	0,046	0,0584	0,242		578,3 +/- 8,8
2	15,336	0,082	0,0636	0,208		533 +/- 6
3	17,374	0,089	0,0560	0,187		593,3 +/- 5,7
4	15,410	0,018	0,0644	0,288		535,2 +/- 4,3
5	21,937	0,039	0,0450	0,416		721,4 +/- 6,1
Traverse 3						
1	14,651	0,267	0,0628	0,661		512,2 +/- 6,9
2	15,225	0,012	0,0653	0,218		529,6 +/- 9,6
3	17,063	0,007	0,0584	0,163		584,2 +/- 4,5
4	16,921	0,019	0,0587	0,287		580 +/- 16,2
5	22,710	0,214	0,0412	0,364		742,2 +/- 12,7
Traverse 4						
1	14,765	0,22	0,0633	0,176		515,7 +/- 9,7
2	17,006	0,02	0,0584	0,187		582,5 +/- 7,2

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
Zeitraum bis Messung: 75 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
38/39K = 0,0176
38/37Ca = 0,000106
37/39K = 0,000234

Aufschluß 59-96, 59a, Spotfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,02241 +/- 0,000184						
Traverse 1						
1	14,642	0,2610	0,0630	1,8280		512 +/- 21
2	17,114	0,0050	0,0583	0,8950		585,7 +/- 4,4
3	40,277	0,0040	0,0247	1,5700		1160,5 +/- 26
4	14,039	0,1020	0,0690	0,9260		493,5 +/- 1,4
5	13,617	0,0750	0,0718	0,8500		480,5 +/- 1,3
6	14,647	0,0780	0,0666	0,7970		512,1 +/- 3,1
7	16,611	0,1370	0,0577	2,0540		570,9 +/- 6,8
8	8,795	0,1782	0,0538	5,4360		324,6 +/- 109,1
9	16,707	0,2000	0,0563	1,7610		573,7 +/- 6,9
10	15,956	0,1230	0,0603	1,5100		551,5 +/- 5,9
11	79,117	0,0030	0,0126	1,8700		1840,1 +/- 12,6
12	13,783	0,0000	0,0725	0,0240		485,6 +/- 2,5
13	13,418	0,0001	0,0730	0,9720		474,3 +/- 6,4
14	13,074	0,0001	0,0443	0,8920		463,6 +/- 4,7
15	13,653	0,0002	0,0247	0,5130		481,6 +/- 45,4
Traverse 2						
1	15,956	0,1230	0,0603	1,5100		551,5 +/- 5,9
2	17,137	0,0009	0,0583	0,8950		586,4 +/- 4,4
3	16,707	0,2000	0,0563	1,7610		573,7 +/- 6,9
4	14,695	0,0120	0,0677	1,0930		513,6 +/- 4,5
5	14,039	0,1020	0,0690	0,9260		493,5 +/- 1,4
6	15,165	0,0430	0,0650	0,7710		527,8 +/- 3,2
7	13,617	0,0750	0,0718	0,8500		480,5 +/- 1,3
8	14,200	0,0760	0,0688	0,8160		498,5 +/- 2,6
9	14,647	0,0780	0,0666	0,7970		512,1 +/- 3,1
10	16,611	0,1370	0,0577	2,0540		570,9 +/- 6,8
11	13,783	0,0000	0,0725	0,0240		485,6 +/- 2,5
12	13,418	0,0680	0,0730	0,0090		474,3 +/- 6,4
Traverse 3						
1	11,369	0,1896	0,0385	0,9100		409,5 +/- 35,9
2	14,373	0,2030	0,0653	0,9570		503,8 +/- 34,2
3	16,358	0,2990	0,0557	0,8150		563,5 +/- 24,6

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 76 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 35-97, 35c, Spotfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,023077 +/- 0,000193						
Traverse 1						
1	36,318	0,2690	0,025	0,625		1098,2 +/- 25,3
2	34,969	0,0580	0,028	0,677		1067,4 +/- 3,8
3	38,666	0,0440	0,026	0,774		1150,6 +/- 3,7
4	30,638	0,0020	0,033	0,497		964,8 +/- 9,4
5	28,987	0,0000	0,034	0,697		924 +/- 4,5
6	38,276	0,0000	0,026	0,630		1142 +/- 6,1
7	31,839	0,0100	0,031	0,565		993,8 +/- 7,2
8	88,307	0,0000	0,011	0,624		2004,6 +/- 5
9	43,911	0,0001	0,023	0,506		1262,5 +/- 8,4
10	26,964	0,0001	0,037	0,354		872,8 +/- 5,8
11	29,412	0,0170	0,034	0,329		934,6 +/- 3,6
Traverse 2						
1	55,785	0,049	0,0176	0,803		1492,7 +/- 8,6
2	82,344	0,02	0,012	0,731		1921 +/- 5,8
3	81,622	0,019	0,0121	0,812		1910,6 +/- 8,7

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,2289 d
 Zeitraum bis Messung: 36 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053
 40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 46-96, 46b, Spottfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0,023077 +/- 0,000193						
Traverse 1						
1	17,705	0,039	0,0558	8.733		618,1 +/- 34,9
2	15,617	0,124	0,0616	9.693		555,3 +/- 12,5
3	20,847	0,08	0,0468	7.586		708,6 +/- 15,2
4	48,946	1,00E-06	0,0203	4,18		1363,7 +/- 10,1
5	28,209	0,066	0,0347	6,64		904,5 +/- 24
6	22,893	0,035	0,0432	5.158		765,2 +/- 19,6
7	28,096	0,128	0,0341	5.577		901,7 +/- 18,6
8	17,205	0,221	0,0543	3.756		603,2 +/- 19,3
9	27,809	0,337	0,0323	4.775		894,4 +/- 23
10	14,189	0,535	0,0593	5.307		511 +/- 20,5
11	16,928	0,509	0,0501	5.336		595 +/- 20,7
12	16,038	0,316	0,0565	5.998		568,1 +/- 20
13	14,712	0,318	0,0615	6.269		527,4 +/- 7,5
14	19,185	0,139	0,0499	6.263		661,3 +/- 11,4
15	14,300	0,265	0,0644	5.907		514,5 +/- 9,9
16	17,007	0,194	0,0554	6.511		597,3 +/- 18,8
17	14,693	0,024	0,0675	7.008		526,8 +/- 16,6
Traverse 2						
1	17,711	0,101	0,0547	5.136		618,2 +/- 20,8
2	16,518	0,251	0,056	5.095		582,6 +/- 11,6
3	36,798	9,00E-06	0,0271	6.625		1109,1 +/- 21,2
4	16,650	0,274	0,0551	5.299		586,6 +/- 16,5

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,2289 d
 Zeitraum bis Messung: 39 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053
 40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 63-96, 8/3/13, Spottfusion (Pseudotachylitmatrix)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
	J= 0,02241 +/- 0,000184					
1	16,840	0,103	0,0575	4,758	23,4	577,7 +/- 7,4
2	16,326	0,088	0,0596	5,636	39,1	562,5 +/- 14,9
3	15,407	1,00E-03	0,0648	2,010	68,2	535,1 +/- 10,5
4	15,771	0	0,0633	2,225	91,4	546 +/- 9,7
5	16,611	0,209	0,0564	10,680	100	570,9 +/- 26,8

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 81 d

Standard: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676

38/39K = 0,0176

38/37Ca = 0,000106

37/39K = 0,000234

Aufschluß 69-96, 6/13, Spottfusion (Biotit - Pseudotachylitrand)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.023077 +/- 0,000193						
1	14,125	0,178	0,067	0,141		509,0 +/- 3,6
2	14,107	0,107	0,069	0,067		508,4 +/- 2,5
3	13,488	0,160	0,071	0,085		488,9 +/- 10,6
4	12,675	0,490	0,067	1,171		462,9 +/- 22,9
5	13,603	0,212	0,069	0,167		492,6 +/- 5,4
6	13,820	0,124	0,070	0,036		499,4 +/- 4,1
7	14,023	0,185	0,067	0,198		505,8 +/- 4,3
8	15,350	0,097	0,063	0,328		547,1 +/- 7,9
9	13,688	0,239	0,068	0,423		495,3 +/- 13,7
10	13,657	0,222	0,068	0,196		494,3 +/- 11,1

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble; 1,2289 d
 Zeitraum bis Messung: 29 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053
 40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 171-97, 171D, Spotfusion (Biotit - Pseudotachylitrand)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
	J= 0.02241 +/- 0,000184					
1	15,702	0,650	0,051	1,950		544 +/- 10,5
2	17,604	0,417	0,050	4,109		600 +/- 7,8
3	15,147	0,305	0,060	1,190		527,3 +/- 4,2
4	16,569	0,353	0,054	1,420		569,7 +/- 5,3
5	16,134	0,423	0,054	1,889		556,8 +/- 9,8
6	14,200	0,570	0,059	0,881		498,5 +/- 3,9
7	12,608	1,067	0,054	0,952		448,9 +/- 13,5
8	27,992	0,876	0,026	8,792		878,5 +/- 20,2

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 81 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 12-97, 12d, Spotfusion (Biotit - Pseudotachylitrand)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	40,510	0,007	0,025	0,397		1165,4 +/- 10,3
2	12,549	0,064	0,078	0,089		447,1 +/- 2,6
3	14,259	0,131	0,067	0,029		500,3 +/- 3,4
4	27,282	0,014	0,036	0,501		860,7 +/- 9,5
5	17,574	0,311	0,052	0,039		599,1 +/- 12,4
6	21,172	0,581	0,039	0,833		700,5 +/- 30,8
7	13,371	0,304	0,001	0,912		472,9 +/- 11,7
8	16,491	0,123	0,058	0,135		567,4 +/- 5,2
9	16,476	0,073	0,059	0,041		566,9 +/- 3
10	17,441	0,001	0,057	0,005		595,2 +/- 5,7

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 75 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 59-96, 59a, Spotfusion (Biotit - Pseudotachylitrand)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	18,788	0,041	0,053	0,499		634 +/- 11,7
2	59,730	0,101	0,016	0,187		1532,7 +/- 5,5
3	37,612	0,041	0,026	0,028		1102,9 +/- 7,4
4	37,612	0,012	0,066	0,046		527,9 +/- 9,1
5	15,169	0,002	0,068	0,049		514 +/- 3,5
6	14,571	0,020	0,068	0,015		509,8 +/- 8,8
7	14,986	0,125	0,064	0,789		522,4 +/- 5,9
8	16,645	0,693	0,048	0,640		571,9 +/- 10,5
9	31,720	0,275	0,029	0,485		968,8 +/- 9,9
10	15,196	0,014	0,066	0,019		528,7 +/- 3,2

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 69 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 35-97, 35c, Spotfusion (Biotit - Pseudotachylitrand)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.023077 +/- 0,000193						
1	19,323	0,003	0,0516	0,011		665,3 +/- 16,2
2	21,337	0,045	0,0462	0,082		722,3 +/- 7
3	22,504	0,036	0,0438	0,014		754,6 +/- 2,8

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,2289 d
 Zeitraum bis Messung: 34 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053
 40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 1-96, NAR - 1, Spotfusion (Plagioklas)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	2,827	0,681	0,282	4,536		110,8 ± 2
2	3,038	0,367	0,293	4,046		118,8 ± 1,4
3	2,957	0,438	0,294	7,834		115,8 ± 2,7
4	3,087	0,746	0,252	15,612		120,7 ± 4,3
5	2,940	0,517	0,288	13,468		115,1 ± 3,6
6	3,058	0,007	0,326	19,964		119,6 ± 3,5
7	3,037	0,278	0,302	6,755		118,8 ± 1,2
8	3,126	0,547	0,268	8,995		122,2 ± 1,6
9	7,546	0,339	0,119	2,179		281,9 ± 2,1

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d

Zeitraum bis Messung: 72 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma

40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506

40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676

38/39K = 0,0176

38/37Ca = 0,000106

37/39K = 0,000234

Aufschluß 1-96, NAR - 1, Step-Heating (Plagioklas)

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100 J= 0.018375	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
1	2,497	1,802	0,187	9,026	19,3	98,2 ± 3,1
2	2,420	0,157	0,394	5,368	44,5	95,3 ± 3,8
3	3,029	0,032	0,327	9,385	56,3	118,5 ± 12
4	2,962	0,005	0,337	14,244	86	116 ± 2,3
5	2,459	0,491	0,348	17,709	100	96,8 ± 9,6

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 74 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 18,196 +/- 0,13
 40Ar/36Ar = 286.07 +/- 1.62

blank 40Ar: 22,8 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Offshore Bohrung MHD 7, MAH - 2, Step-Heating (Sanidin)

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	4,133	0,350	0,217	0,183	0,5	159,8 +/- 3,0
2	2,775	0,111	0,348	0,043	3,5	108,8 +/- 1,0
3	2,738	0,021	0,363	0,032	5,3	107,4 +/- 1,6
4	2,765	0,002	0,361	0,108	8,2	108,5 +/- 1,9
5	2,776	0,000	0,360	0,060	10,4	108,9 +/- 2,4
6	2,763	0,000	0,362	0,054	29,1	108,4 +/- 0,3
7	2,754	0,004	0,363	0,053	39,2	108,0 +/- 0,6
8	2,757	0,000	0,363	0,051	46,0	108,2 +/- 0,6
9	2,779	0,002	0,359	0,052	50,9	109,0 +/- 1,1
10	2,696	0,083	0,362	0,053	52,9	105,8 +/- 2,1
11	2,652	0,102	0,366	0,045	54,7	104,2 +/- 2,7
12	2,766	0,000	0,361	0,051	100	108,5 +/- 0,2

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 74 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Offshore Bohrung MHD 7, MAH - 2, Step-Heating (Sanidin)

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	2,647	1,840	0,172	0,068	1,0	104,0 +/- 2,8
2	2,635	0,190	0,358	0,050	3,6	103,5 +/- 0,7
3	2,676	0,104	0,362	0,046	6,2	105,1 +/- 0,9
4	2,626	0,414	0,334	0,043	8,8	103,2 +/- 1,0
5	2,664	0,297	0,342	0,042	13,5	104,6 +/- 0,7
6	2,696	0,267	0,342	0,043	39,0	105,8 +/- 0,3
7	2,706	0,258	0,341	0,044	49,9	106,2 +/- 0,4
8	2,731	0,105	0,355	0,043	71,5	107,2 +/- 0,3
9	2,712	0,114	0,356	0,043	91,2	106,5 +/- 0,3
10	2,680	1,062	0,256	0,042	93,1	105,2 +/- 1,6
11	2,723	0,078	0,359	0,043	99,9	106,9 +/- 0,5

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 74 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Offshore Bohrung MHD 7, MAH - 3, Step-Heating (Sanidin)

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	0,928	2,913	0,150	0,203	0,2	37,1 +/- 25,6
2	2,733	0,299	0,333	0,073	1,3	107,3 +/- 4,2
3	2,762	0,014	0,360	0,095	4,4	108,3 +/- 1,7
4	2,759	0,002	0,362	0,070	7,0	108,2 +/- 1,9
5	2,651	0,108	0,365	0,076	8,0	104,1 +/- 7,2
6	2,653	0,119	0,363	0,060	9,4	104,2 +/- 4,3
7	2,613	0,126	0,368	0,072	11,0	102,7 +/- 6,4
8	2,672	0,084	0,365	0,072	21,4	104,9 +/- 0,7
9	2,744	0,001	0,364	0,070	33,6	107,7 +/- 0,6
10	2,743	0,018	0,362	0,069	67,4	107,6 +/- 0,3
11	2,751	0,022	0,361	0,069	100	107,9 +/- 0,3

Analysedetails

Irradiation: Siloe Rektor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 74 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 46-96, 46-96a, Spot-Fusion (Plagioklas - basischer Gang)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.023077 +/- 0,000193						
1	34,190	0,491	0,025	12,095		1049,4 +/- 94,2
2	24,180	1,290	0,026	15,793		800 +/- 135,2
3	24,216	0,481	0,035	11,730		800,9 +/- 29,1
4	22,583	0,335	0,040	5,999		756,8 +/- 46,8
5	26,365	0,235	0,035	7,942		857,4 +/- 97,5
6	35,276	0,264	0,026	12,627		1074,5 +/- 97,6
7	39,097	0,252	0,024	7,634		1160,1 +/- 23,6

Analysedetails

Irradiation: Siloe Reaktor, Grenoble, 1,2289 d

Zeitraum bis Messung: 38 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma

40Ar/39Ar = 14,489 +/- 0,053

40Ar/36Ar = 291,877 +/- 1,223

blank 40Ar: 51,268 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676

38/39K = 0,0176

38/37Ca = 0,000106

37/39K = 0,000234

Aufschluß 171-97, 171D, Spot-Fusion (Quarz-Feldspatgang)

Spot	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 1000	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
J= 0.02241 +/- 0,000184						
1	12,075	0,547	0,069	1,660		432,1 +/- 29,7
2	12,119	1,000	0,058	2,113		433,5 +/- 17,3
3	12,522	1,026	0,056	1,234		446,3 +/- 4,3
4	13,041	0,665	0,062	1,010		462,6 +/- 4,8
5	7,445	1,098	0,091	3,839		278,4 +/- 4,8
6	9,438	0,818	0,080	2,287		346,1 +/- 14,5
7	10,452	0,345	0,086	1,494		379,7 +/- 2

Analysedetails

Irradiation: Siloe Reaktor, Grenoble, 1,3679 d
 Zeitraum bis Messung: 80 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma
 40Ar/39Ar = 14,92 +/- 0,0506
 40Ar/36Ar = 294,546 +/- 2,464

blank 40Ar: 14,667 x 10E-16 mole

39/37Ca = 0,000676
 38/39K = 0,0176
 38/37Ca = 0,000106
 37/39K = 0,000234

Aufschluß 44-96, Probe 3/10

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100 J= 0.018375	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
1	6,073	3,189	0,0094	0	0,6	190,9 ± 26,3
2	16,284	1,737	0,0298	0	1,7	472,3 ± 6,4
3	21,298	0,372	0,0416	0	4,5	595,9 ± 2,5
4	21,522	0,139	0,0445	0	7,2	601,2 ± 2,7
5	21,422	0,135	0,0447	0	10,4	598,8 ± 2,0
6	21,668	0,063	0,0451	0	15,4	604,7 ± 1,9
7	21,257	0,070	0,0460	0	21,9	594,9 ± 1,5
8	21,027	0,031	0,0471	0	25,9	589,4 ± 3,1
9	21,094	0,043	0,0467	0	29,5	591,0 ± 13,8
10	21,052	0,051	0,0467	0	32,9	590,0 ± 1,7
11	21,099	0,010	0,0472	0	36,2	591,1 ± 2,3
12	21,169	0,019	0,0469	0	39,5	592,8 ± 2,9
13	21,198	0,012	0,0469	0	42,4	593,5 ± 2,2
14	21,110	0,015	0,0471	0	45,9	591,4 ± 2,9
15	21,298	0,022	0,0466	0	49,7	595,9 ± 3,0
16	21,212	0,044	0,0465	0	54,2	593,8 ± 2,1
17	21,124	0,028	0,0469	0	60,3	591,7 ± 1,5
18	21,421	0,023	0,0463	0	66,1	598,8 ± 3,2
19	21,788	0,010	0,0457	0	70,4	607,5 ± 2,6
20	21,831	0,016	0,0455	0	74,8	608,5 ± 2,3
21	21,506	0,022	0,0460	0	78,6	600,8 ± 4,3
22	21,674	0,022	0,0458	0	82,1	604,8 ± 2,8
23	21,638	0,023	0,0458	0	85,8	603,9 ± 2,3
24	21,386	0,013	0,0465	0	87,7	598,0 ± 3,3
25	21,404	0,027	0,0463	0	94,4	598,4 ± 1,9
26	21,269	0,021	0,0467	0	100,0	595,2 ± 2,5

Analysedetails

Irradiation: McMaster Reaktor, 70 h
 Zeitraum bis Messung: 328 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma

40Ar/39Ar = 18,196 +/- 0,13

40Ar/36Ar = 286.07 +/- 1.62

blank 40Ar: 22,8 x 10⁻¹⁶ mole

Aufschluß 31-96, Probe 5/8

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100 J= 0.018375	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
1	20,180	0,348	0,0444	0	2,9	569,0 ± 2,3
2	22,071	0,042	0,0447	0	12,9	614,2 ± 2,0
3	22,415	0,043	0,0440	0	17,4	622,3 ± 2,6
4	23,003	0,044	0,0428	0	23,0	636,0 ± 2,6
5	22,622	0,022	0,0438	0	27,9	627,1 ± 3,3
6	22,763	0,031	0,0435	0	31,8	630,4 ± 4,9
7	22,447	0,023	0,0442	0	37,2	623,0 ± 2,2
8	22,431	0,011	0,0444	0	42,6	622,7 ± 3,1
9	22,055	0,052	0,0446	0	49,4	613,8 ± 2,5
10	22,174	0,039	0,0445	0	56,3	616,6 ± 3,1
11	22,240	0,035	0,0444	0	62,4	618,2 ± 1,9
12	23,076	0,006	0,0432	0	64,5	637,7 ± 2,1
13	22,831	0,017	0,0435	0	68,2	632,0 ± 5,0
14	22,829	0,017	0,0435	0	71,1	632,0 ± 7,5
15	22,368	0,029	0,0443	0	73,6	621,2 ± 7,9
16	22,696	0,033	0,0436	0	76,2	628,9 ± 5,4
17	22,830	0,029	0,0434	0	85,8	632,0 ± 7,0
18	22,525	0,015	0,0441	0	89,7	624,9 ± 5,0
19	22,341	0,036	0,0442	0	92,3	620,5 ± 5,1
20	22,644	0,022	0,0438	0	96,0	627,7 ± 4,3
21	22,514	0,021	0,0441	0	100,0	624,6 ± 5,1

Analysedetails

Irradiation: McMaster Reaktor, 70 h

Zeitraum bis Messung: 328 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma

40Ar/39Ar = 18,196 +/- 0,13

40Ar/36Ar = 286.07 +/- 1.62

blank 40Ar: 22,8 x 10⁻¹⁶ mole

Aufschluß 44-96, Probe 3/10

Step	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar x 100 J= 0.018375	39Ar/40Ar	37Ar/39Ar	% 39Ar.	AGE ± 1sd
1	669,747	1,597	0,0006	47,665	0,0	4669 ± 66
2	2213,813	0,680	0,0003	14,469	0,0	6729 ± 95
3	546,977	1,037	0,0012	0,000	0,1	4334 ± 41
4	42,542	2,461	0,0064	27,892	0,1	1042 ± 185
5	71,965	0,762	0,0107	19,778	0,2	1520 ± 42
6	40,384	0,367	0,0220	4,116	0,3	1001 ± 34
7	43,584	0,074	0,0223	6,653	0,8	1061.3 ± 9.5
8	32,753	0,015	0,0303	4,666	5,5	850.0 ± 7.6
9	32,950	0,014	0,0302	4,686	14,9	854.1 ± 4.8
10	33,363	0,036	0,0296	5,250	21,1	862.6 ± 8.3
11	33,669	0,022	0,0294	4,456	35,2	868.9 ± 7.8
12	33,074	0,001	0,0302	1,320	36,7	856.7 ± 8.4
13	33,696	0,033	0,0293	1,342	37,3	869.4 ± 12.6
14	32,737	0,014	0,0304	3,962	51,7	849.7 ± 4.2
15	32,496	0,021	0,0305	4,220	68,2	844.7 ± 3.6
16	32,620	0,019	0,0304	4,052	71,9	847.3 ± 4.1
17	32,818	0,033	0,0301	3,912	76,2	851.4 ± 4.2
18	33,041	0,012	0,0301	4,212	80,7	856.0 ± 4.6
19	33,123	0,017	0,0300	3,309	84,6	857.7 ± 4.5
20	33,008	0,008	0,0302	3,394	90,0	855.3 ± 1.9
21	33,370	0,004	0,0299	2,707	90,7	862.7 ± 9.0
22	33,594	0,030	0,0294	5,080	95,3	867.4 ± 2.4
23	36,059	0,039	0,0274	4,809	100,0	917.2 ± 3.7

Analysedetails

Irradiation: McMaster Reaktor, 70 h

Zeitraum bis Messung: 328 d

Standart: MMbH: 520.4 +/- 1.7 Ma

40Ar/39Ar = 18,196 +/- 0,13

40Ar/36Ar = 286.07 +/- 1.62

blank 40Ar: 22,8 x 10⁻¹⁶ mole

Analysenergebnisse

Aufschluß	Pr.-Nr.	Mineral	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error (* 0,00001)	T(DM) [Ma]	T(CHUR) [Ma]
122-97	3/22	WR	1,832	7,235	0,153600	0,511895	12	2767	2807
122-97	3/22	Plag	2,016	8,577	0,142560	0,511845	12	2480	2352
122-97	3/22	Cpx	0,434	1,431	0,183940	0,512068	14	4263	8738
49-96	3/3/11	WR	6,175	29,73	0,125950	0,511782	16	2153	1918
49-96	3/3/11	Plag	1,554	8,604	0,109540	0,511671	9	1990	1746
49-96	3/3/11	Cpx	7,007	30,7	0,138440	0,511828	8	2390	2224
59-96	59-96	WR	4,086	16,16	0,153340	0,512661	13	1072	-95
59-96	59-96	Plag	0,7682	3,965	0,117505	0,512505	12	932	263
59-96	59-96	Cpx	3,384	13,59	0,150970	0,512659	10	1041	-83
49-96	5/10	WR	4,075	16,55	0,149370	0,512425	7	1506	728
49-96	5/10	Plag	3,1297	13,39	0,141800	0,512394	8	1423	713
49-96	5/10	Cpx	3,5001	13,6	0,156120	0,512454	15	1593	741
42D-97	42D-I	WR	5,494	23,43	0,142210	0,511989	9	2198	1913
42D-97	42D-I	Plag	2,174	10,13	0,130140	0,511933	10	2003	1685
42D-97	42D-I	Cpx	7,081	25,35	0,169390	0,512114	9	2965	3262
202-97	202a	WR	3,164	11,46	0,167430	0,512510	11	1766	735
202-97	202a	Plag	2,995	10,87	0,167087	0,512501	11	1780	777
202-97	202a	Cpx	3,085	11,1	0,168550	0,512532	14	1741	634

Darstellung der analytischen DetailsProbenvorbereitung / Messung

- 1.) 50-100 mg Probenmaterial
- 2.) Spike $^{146}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ + HF/NHO_3 , 2-5 Tage bei 120°
- 3.) Sm, Nd - Separation durch Standardmethode (zweistufiger Ionenaustauscher, Chromatograf) nach Richard et al., 1976
- 4.) Finnigan MAT-261 Massenspektrometer mit 8 Kollektoren (statischer Modus)
- 5.) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normiert auf $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$
- 6.) Abgleich zum La Jolla Standard - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511860$

Fehler (2d) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 0,3\%$
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 0,000015$

Blank Sm = 0,01 ng
Nd = 0,05 ng

Standard [Sr] = 335,8 ppm [Rb] = 47,16 ppm
BCR-1 [Sm] 6,487 ppm [Nd] = 28,45 ppm
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512663 \pm 9$
 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,13829$

Aufschluß	Pr.-Nr.	Mineral	Rb [ppm]	Sr [ppm]	87Rb [ppm]	86Sr [ppm]	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
122-97	3/22	WR	47,5	354,88	13,23	34,98	0,3783	0,71255
49-96	3/3/11	WR	27,4	267,25	7,64	26,35	0,2899	0,71011
59-96	59-96	WR	28,7	298,53	7,99	29,45	0,2712	0,70574
46-96	5/10	WR	11,2	265,19	3,10	26,16	0,1186	0,70530
42D-97	42D-I	WR	37,6	164,24	10,48	16,17	0,6480	0,72392
202-97	202a	WR	12,0	226,71	3,34	22,36	0,1495	0,70606

Anlage 11.7

Ergebniszusammenstellung Paläomagnetik (ausgewählte Proben)

- 11.7a.1 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe I
- 11.7a.2 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 1
- 11.7a.3 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 2
- 11.7a.4 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe III
- 11.7a.5 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - Sambalpur
- 11.7a.6 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - südlich Raigarh
- 11.7a.7 Thermische Demagnetisierung - Ganggruppe IV - nördlich Raigarh

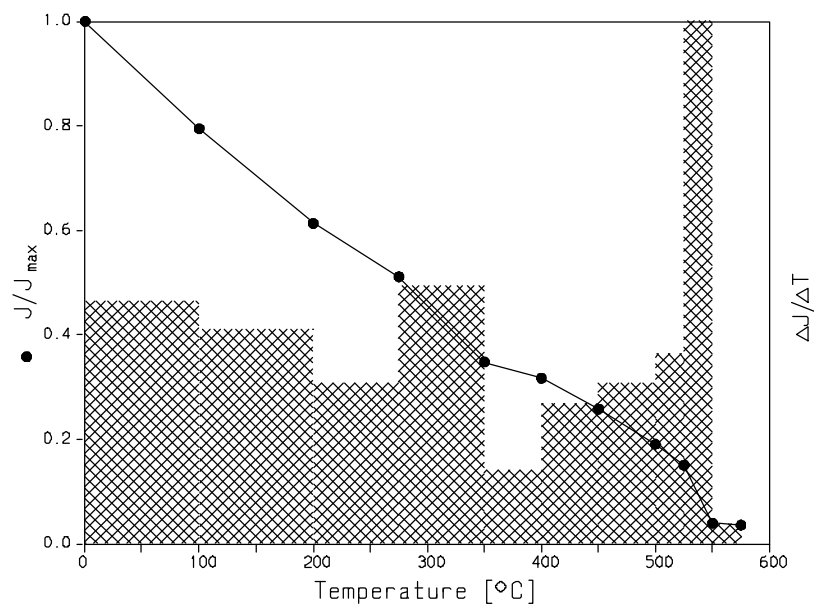
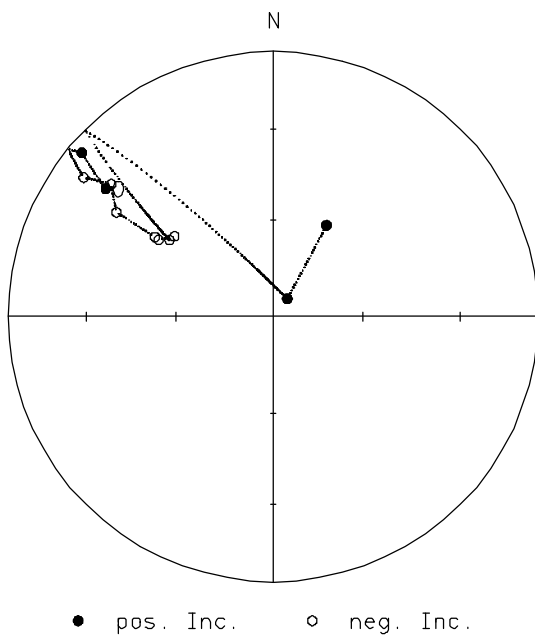
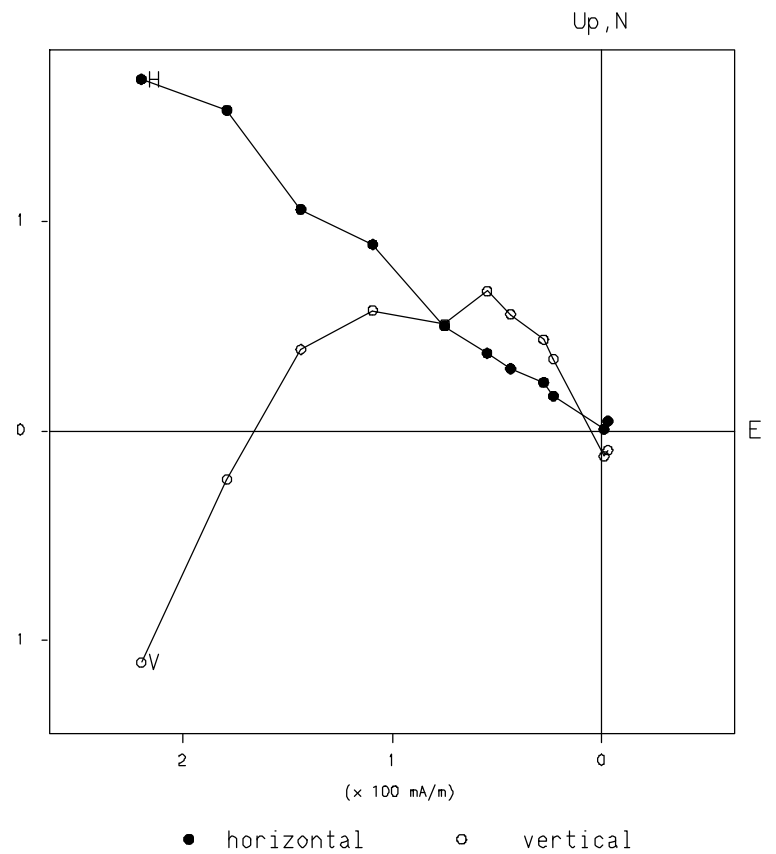
- 11.7b.1 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe I
- 11.7b.2 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 1
- 11.7b.3 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe II - Gefügetyp 2
- 11.7b.4 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe III
- 11.7b.5 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - Sambalpur
- 11.7b.6 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - südlich Raigarh
- 11.7b.7 Wechselfeld-Demagnetisierung - Ganggruppe IV - nördlich Raigarh

Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

1A-1

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.
0	3.028E+02	0.06	307.4	21.6
100	2.406E+02	0.02	310.6	5.5
200	1.857E+02	0.04	306.3	-12.4
275	1.548E+02	0.02	309.3	-22.1
350	1.053E+02	0.03	303.7	-29.7
400	9.598E+01	0.05	304.0	-45.3
450	7.810E+01	0.04	303.9	-46.8
500	5.761E+01	0.03	309.1	-50.3
525	4.549E+01	0.03	306.4	-49.8
550	1.199E+01	0.02	38.2	83.0
575	1.079E+01	0.01	30.3	57.2

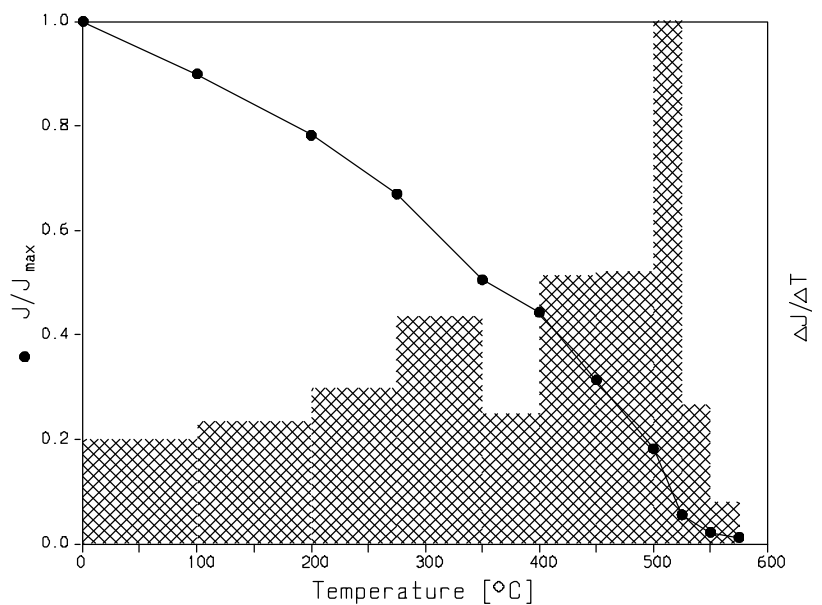
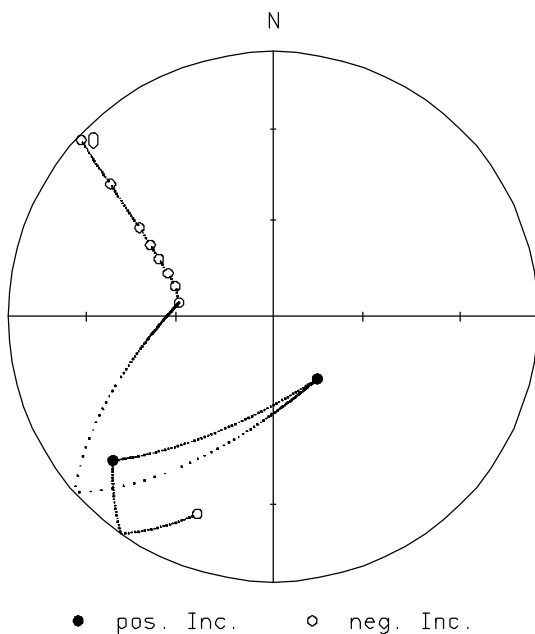
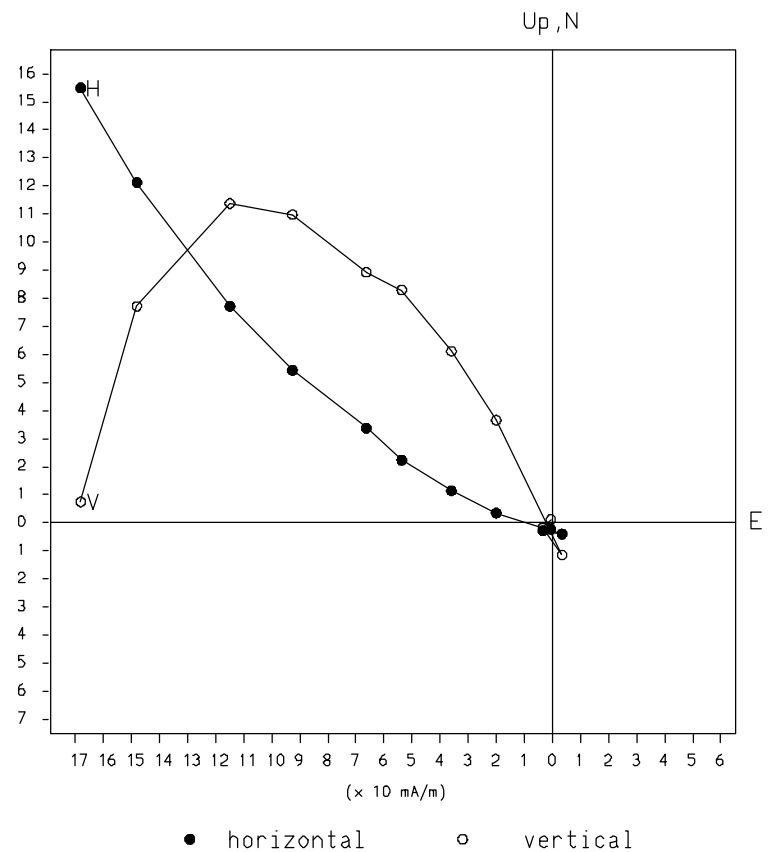


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

1F-11

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.
0	2.820E+02	0.02	312.6	-1.8
100	2.536E+02	0.03	309.2	-21.9
200	2.205E+02	0.03	303.7	-39.3
275	1.889E+02	0.02	300.3	-45.4
350	1.425E+02	0.03	296.7	-50.1
400	1.249E+02	0.03	292.4	-54.7
450	8.837E+01	0.02	287.3	-58.3
500	5.129E+01	0.03	278.6	-60.6
525	1.564E+01	0.04	144.6	66.5
550	6.190E+00	0.06	228.1	19.9
575	3.398E+00	0.01	201.0	-21.3

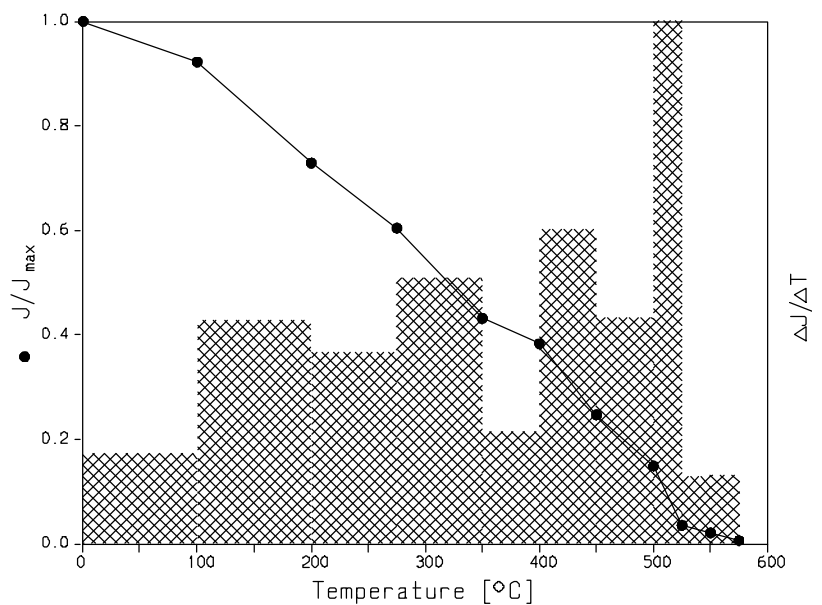
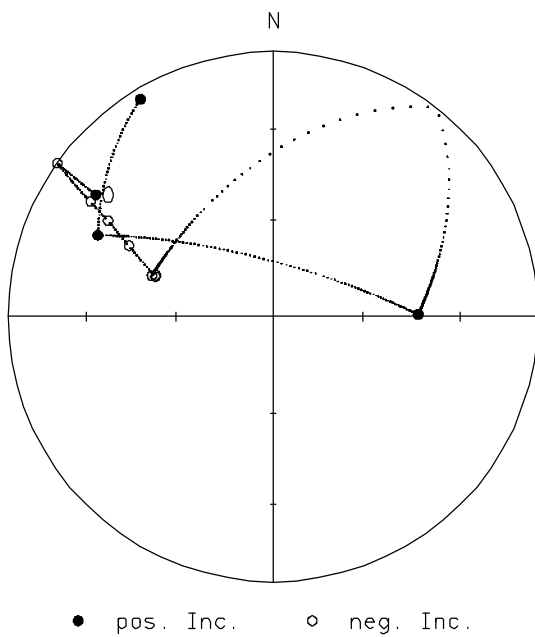
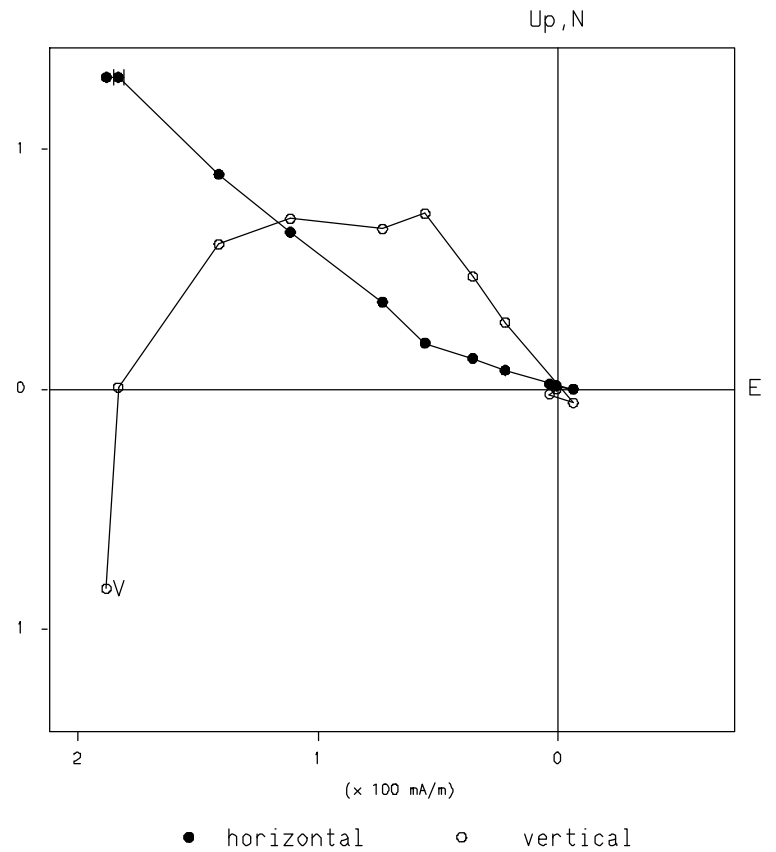


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

1F-12

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.
0	2.822E+02	0.05	304.5	19.9
100	2.603E+02	0.06	305.4	-0.1
200	2.057E+02	0.05	302.2	-19.7
275	1.705E+02	0.11	300.2	-28.7
350	1.218E+02	0.09	296.2	-39.2
400	1.081E+02	0.10	288.8	-51.2
450	6.964E+01	0.08	289.5	-51.2
500	4.197E+01	0.08	288.7	-50.0
525	9.953E+00	0.10	89.1	44.5
550	5.908E+00	0.07	294.9	27.9
575	1.710E+00	0.11	328.6	4.4

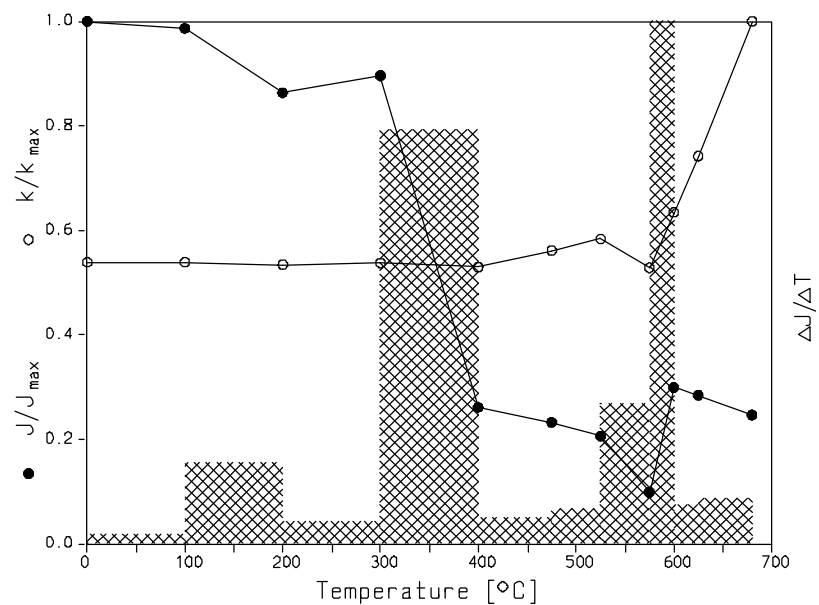
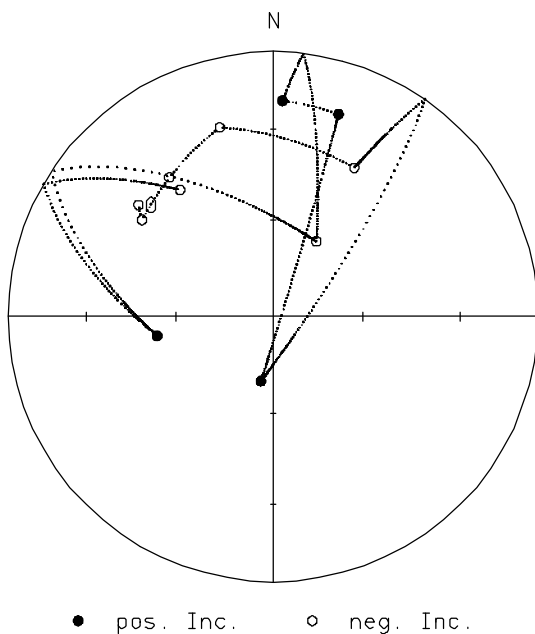
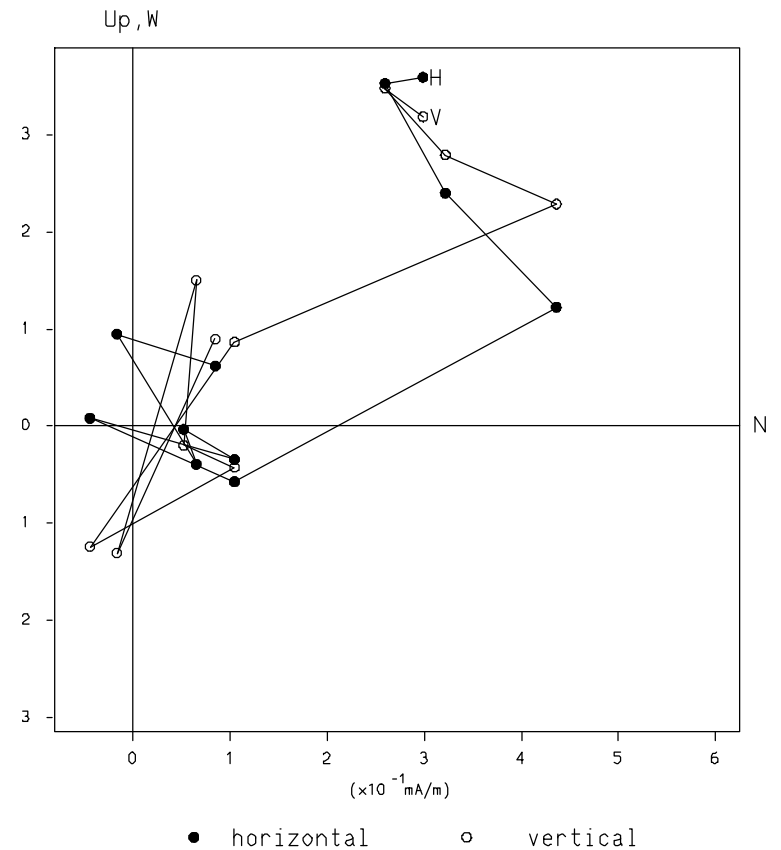


Thermische Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

46C-4-7

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	7.056E-01	0.08	309.7	-34.3	3.610E-04
100	6.962E-01	0.09	306.4	-38.4	3.610E-04
200	6.093E-01	0.03	323.3	-34.8	3.580E-04
300	6.323E-01	0.06	344.2	-26.7	3.600E-04
400	1.843E-01	0.10	28.6	-36.2	3.550E-04
475	1.639E-01	0.06	190.8	69.8	3.760E-04
525	1.455E-01	0.10	17.9	20.8	3.910E-04
575	6.962E-02	0.09	2.5	19.6	3.540E-04
600	2.110E-01	0.04	29.9	-63.2	4.250E-04
625	2.006E-01	0.13	260.6	53.4	4.970E-04
680	1.740E-01	0.14	323.7	-40.4	6.700E-04

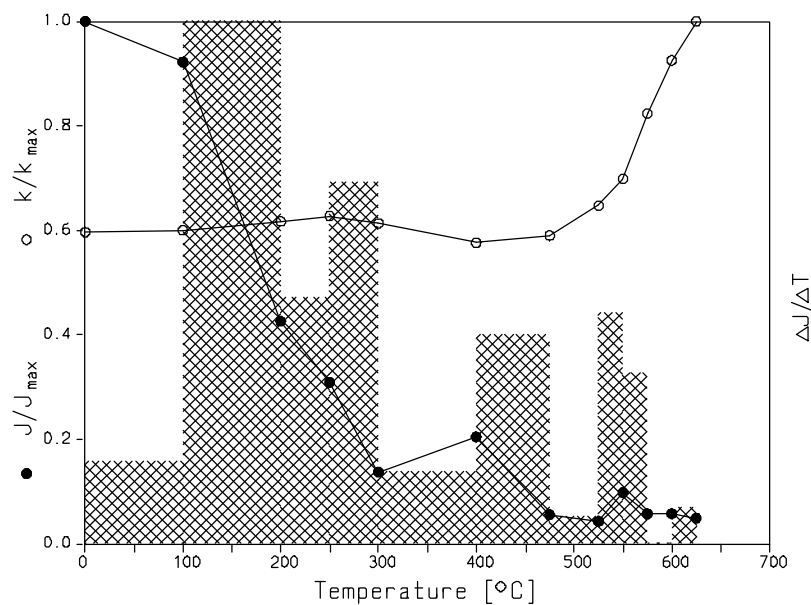
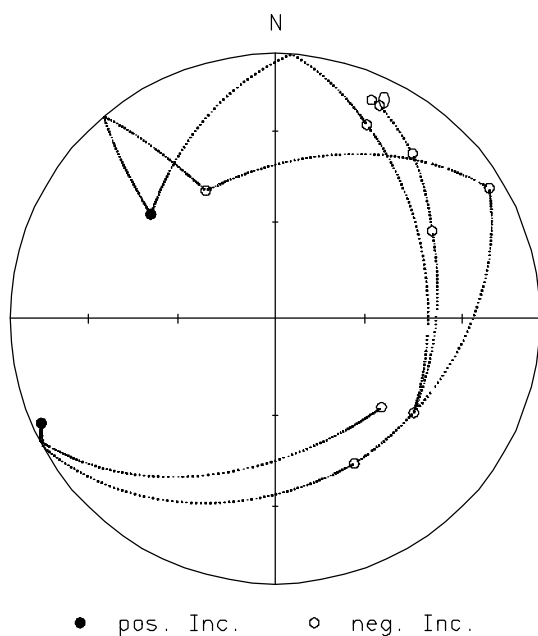
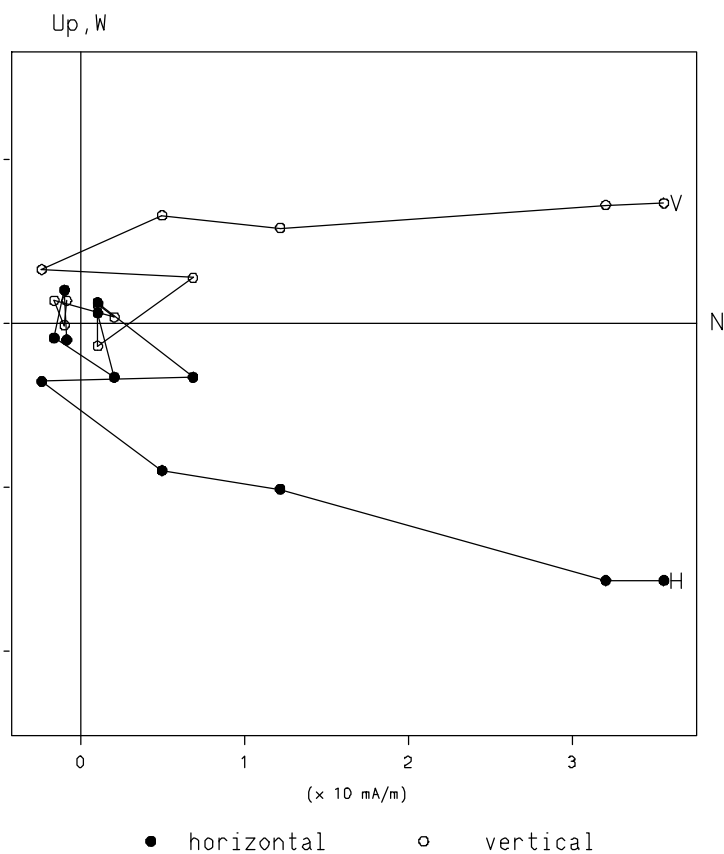


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

46A-3-5

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.768E+01	0.09	23.8	-10.8	1.760E-03
100	3.475E+01	0.05	26.1	-11.4	1.770E-03
200	1.604E+01	0.05	39.8	-20.1	1.820E-03
250	1.164E+01	0.09	60.8	-32.7	1.850E-03
300	5.166E+00	0.06	124.2	-36.9	1.810E-03
400	7.709E+00	0.04	25.3	-20.2	1.700E-03
475	2.099E+00	0.07	310.0	38.7	1.740E-03
525	1.625E+00	0.03	331.6	-44.3	1.910E-03
550	3.689E+00	0.02	58.6	-6.0	2.060E-03
575	2.159E+00	0.04	151.3	-37.7	2.430E-03
600	2.164E+00	0.07	245.9	3.8	2.730E-03
625	1.847E+00	0.01	129.8	-46.6	2.950E-03

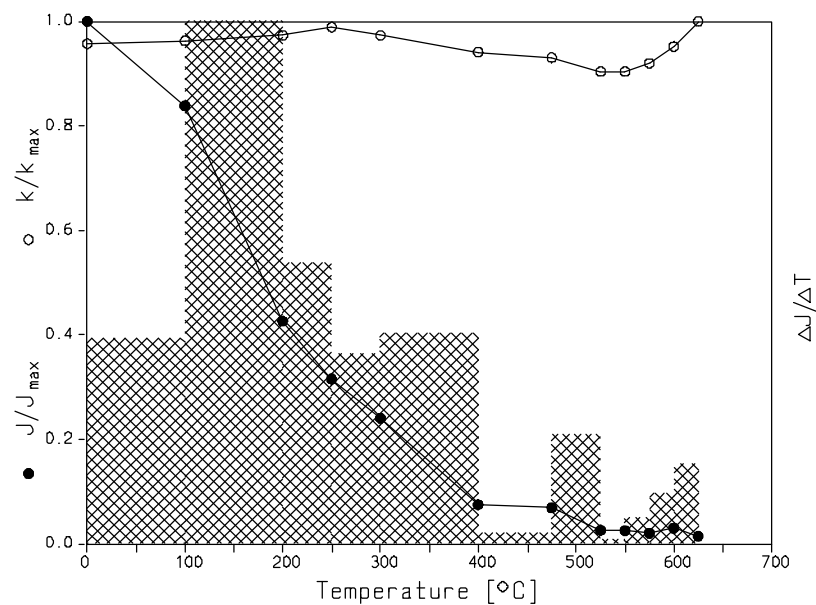
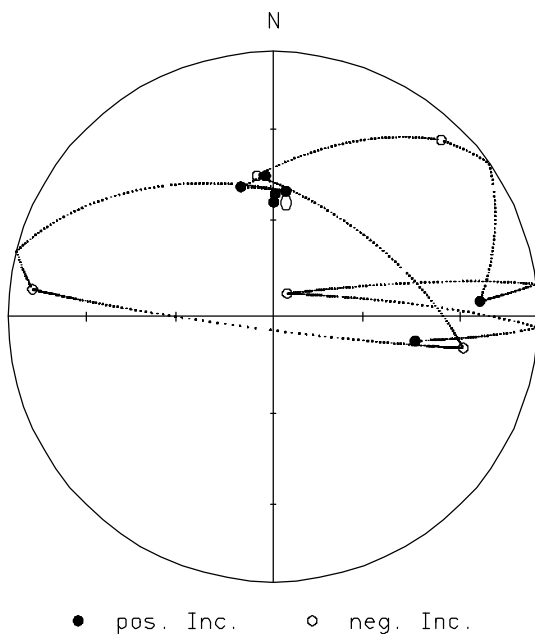
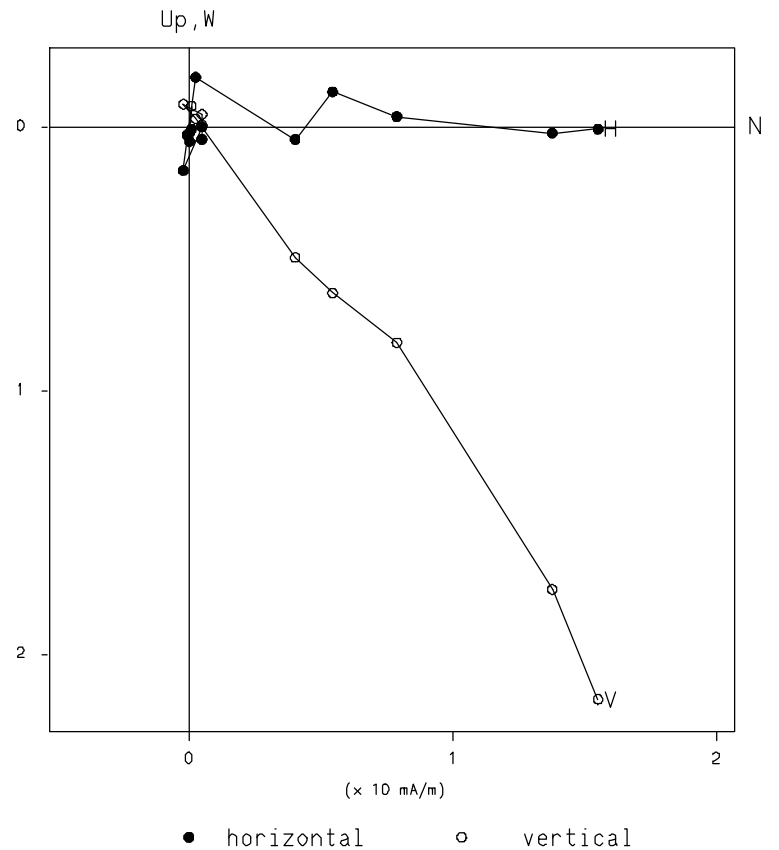


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

46B-6-9

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	2.535E+01	0.07	0.3	54.4	1.790E-03
100	2.125E+01	0.06	0.9	51.8	1.800E-03
200	1.080E+01	0.05	356.9	45.8	1.820E-03
250	7.990E+00	0.04	346.1	48.2	1.850E-03
300	6.092E+00	0.05	5.8	50.7	1.820E-03
400	1.899E+00	0.04	276.5	-9.5	1.760E-03
475	1.743E+00	0.06	99.4	-28.1	1.740E-03
525	6.578E-01	0.04	353.4	-45.5	1.690E-03
550	6.398E-01	0.09	43.6	-8.8	1.690E-03
575	5.134E-01	0.07	85.7	22.8	1.720E-03
600	7.607E-01	0.03	31.0	-81.7	1.780E-03
625	3.625E-01	0.03	99.7	44.8	1.870E-03



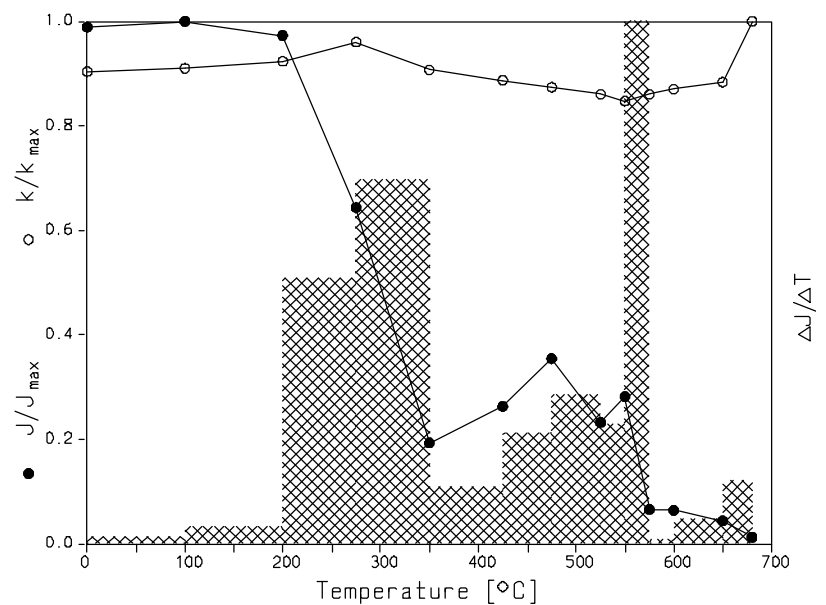
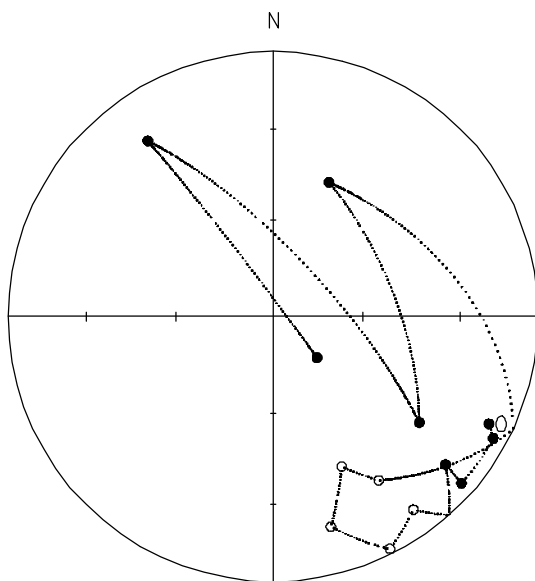
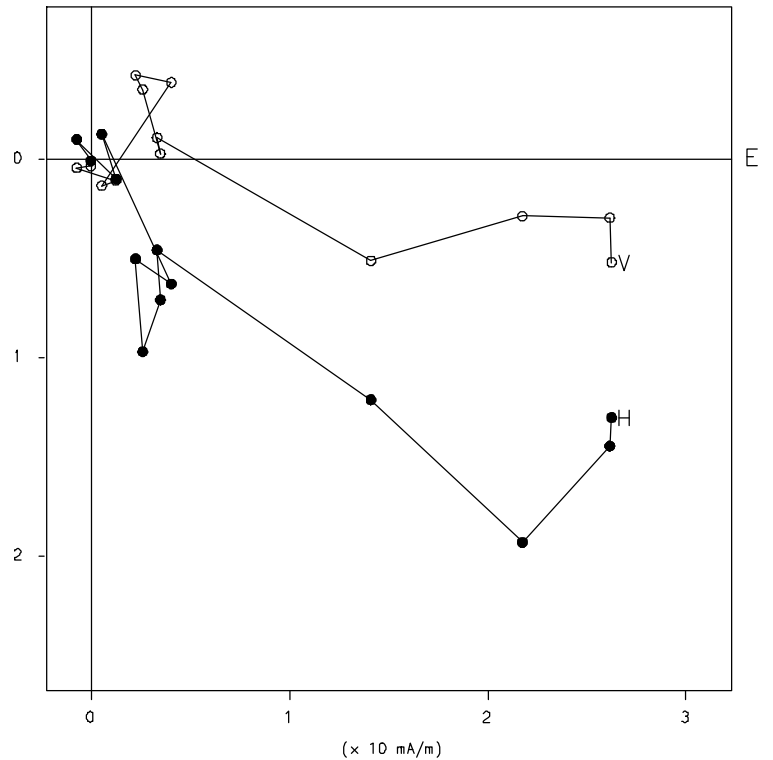
Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

205B4-7

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.294E+01	0.08	116.4	10.0	2.720E-03
100	3.331E+01	0.05	118.9	5.7	2.740E-03
200	3.241E+01	0.02	131.5	5.7	2.780E-03
275	2.144E+01	0.06	130.6	15.4	2.890E-03
350	6.428E+00	0.05	144.0	-11.0	2.730E-03
425	8.765E+00	0.02	153.3	-2.2	2.670E-03
475	1.181E+01	0.03	164.6	-19.0	2.630E-03
525	7.729E+00	0.04	155.4	-37.8	2.590E-03
550	9.376E+00	0.04	147.2	-27.4	2.550E-03
575	2.181E+00	0.04	22.6	44.3	2.590E-03
600	2.131E+00	0.03	125.9	32.4	2.620E-03
650	1.456E+00	0.05	324.5	19.6	2.660E-03
680	4.195E-01	0.18	133.0	71.6	3.010E-03

Up, N

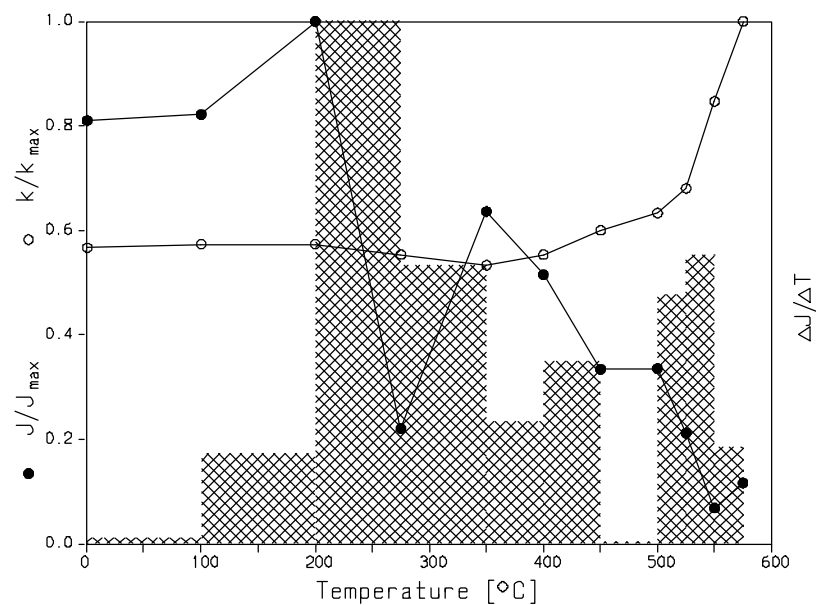
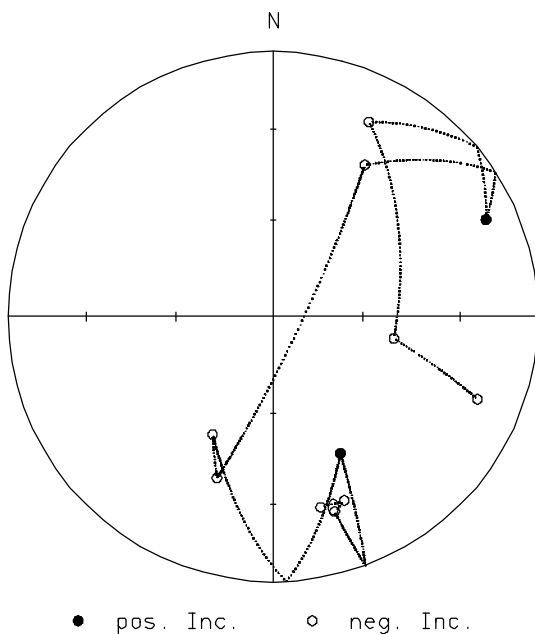
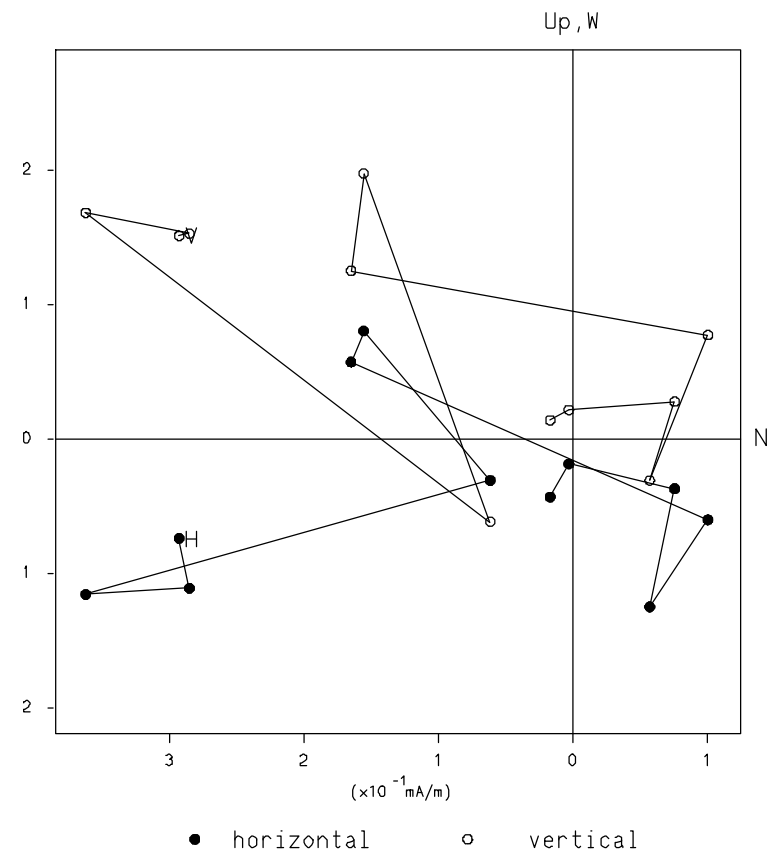


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

205E1-13

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.216E-01	0.03	166.0	-26.8	8.500E-05
100	3.261E-01	0.08	158.8	-26.5	8.600E-05
200	3.969E-01	0.05	162.5	-23.9	8.600E-05
275	8.747E-02	0.08	153.8	42.0	8.300E-05
350	2.524E-01	0.05	207.2	-48.6	8.000E-05
400	2.045E-01	0.10	199.2	-35.7	8.300E-05
450	1.326E-01	0.08	31.1	-33.6	9.000E-05
500	1.331E-01	0.11	65.5	12.8	9.500E-05
525	8.406E-02	0.02	26.2	-19.2	1.020E-04
550	2.706E-02	0.19	100.3	-51.8	1.270E-04
575	4.613E-02	0.25	112.0	-17.9	1.500E-04

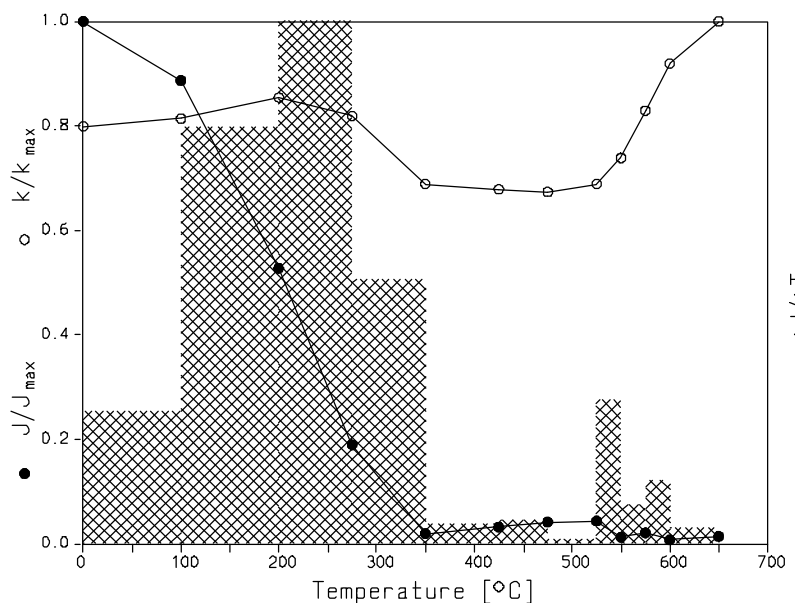
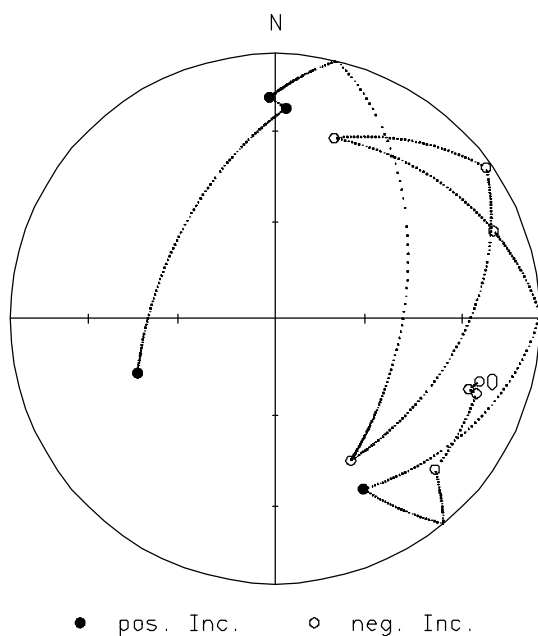
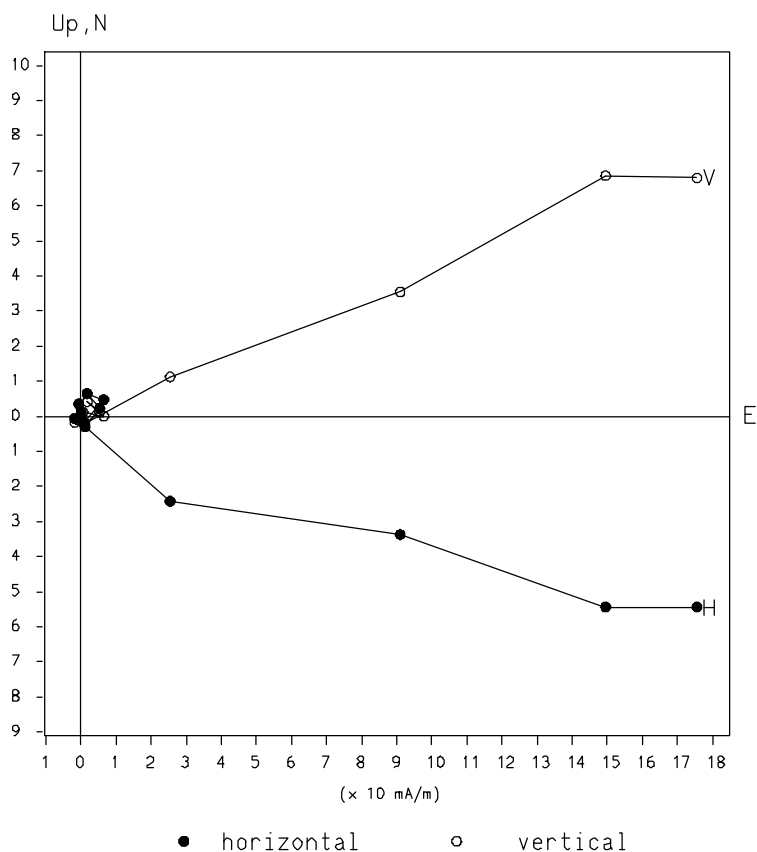


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

59F-1-1

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.863E+02	0.03	107.1	-20.4	1.590E-03
100	1.652E+02	0.09	110.0	-23.4	1.620E-03
200	9.830E+01	0.05	110.4	-20.1	1.700E-03
275	3.534E+01	0.04	133.3	-18.2	1.630E-03
350	3.606E+00	0.05	152.7	28.4	1.370E-03
425	5.960E+00	0.05	68.1	-12.2	1.350E-03
475	7.764E+00	0.04	18.1	-29.1	1.340E-03
525	8.097E+00	0.01	54.4	-2.4	1.370E-03
550	2.361E+00	0.05	151.9	-39.2	1.470E-03
575	3.918E+00	0.05	358.5	17.6	1.650E-03
600	1.394E+00	0.05	3.0	21.6	1.830E-03
650	2.589E+00	0.06	248.4	43.5	1.990E-03



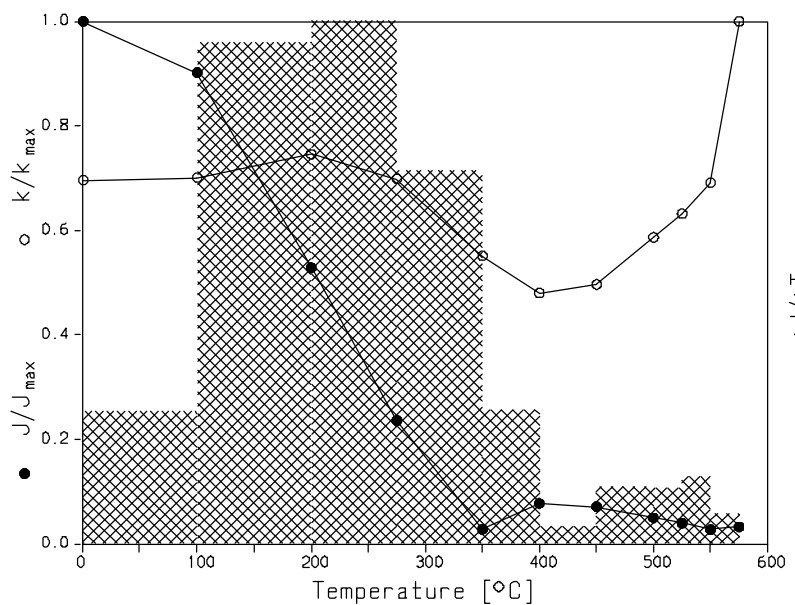
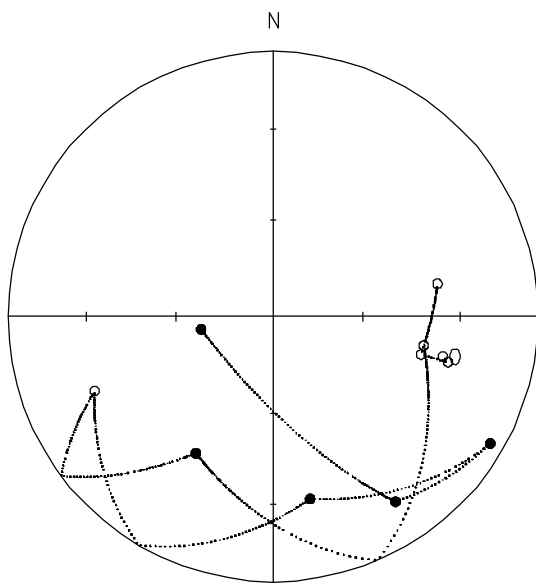
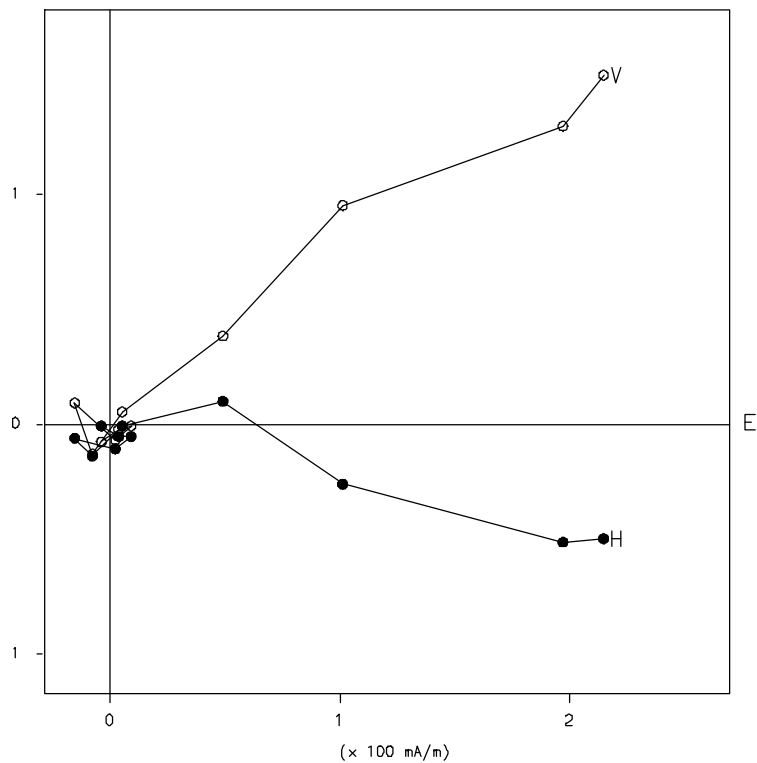
Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

59C-3-5

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.000E+02	0.12	103.2	-34.6	2.930E-03
100	2.706E+02	0.04	104.6	-32.3	2.950E-03
200	1.585E+02	0.06	104.4	-42.0	3.140E-03
275	7.078E+01	0.06	78.7	-36.9	2.940E-03
350	8.268E+00	0.19	100.9	-41.7	2.320E-03
400	2.315E+01	0.04	209.5	40.5	2.020E-03
450	2.126E+01	0.18	247.4	-27.8	2.090E-03
500	1.493E+01	0.06	168.5	30.5	2.470E-03
525	1.183E+01	0.15	120.3	5.7	2.660E-03
550	8.115E+00	0.06	146.5	17.4	2.910E-03
575	9.763E+00	0.09	260.0	67.5	4.210E-03

Up, N



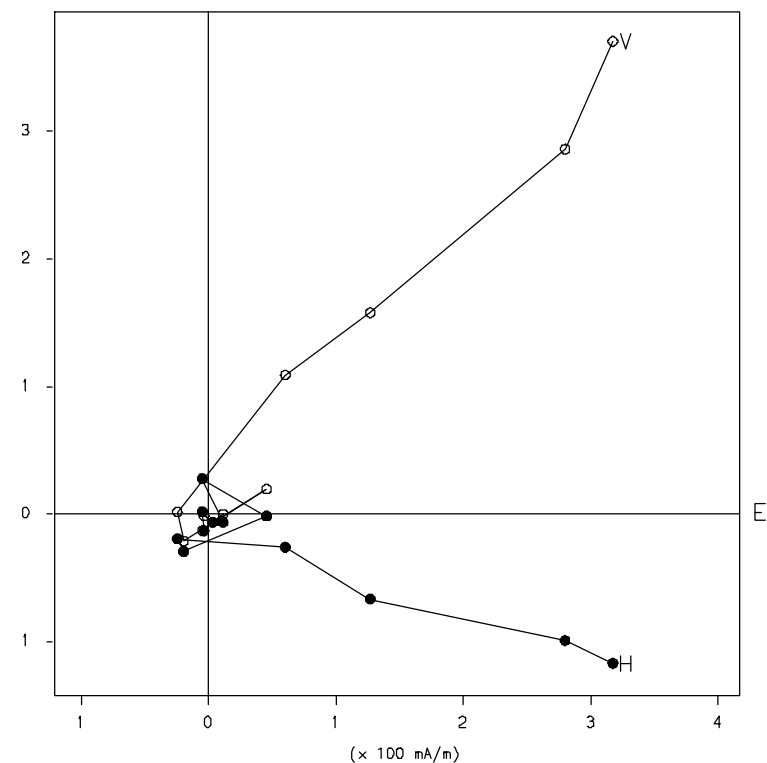
Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

59B-3-5

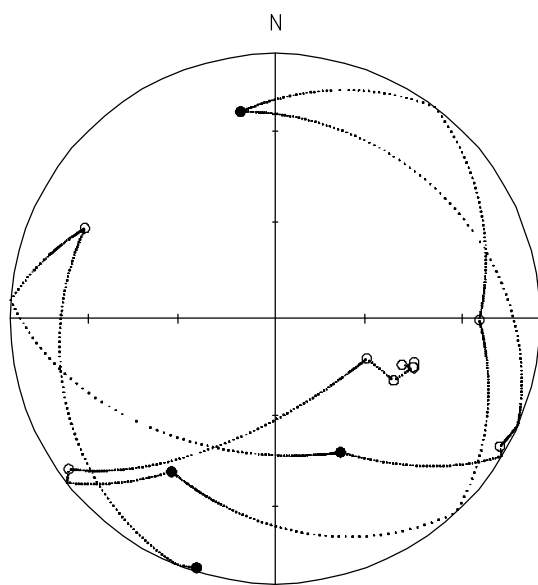
BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	4.789E+02	0.03	110.0	-47.8	2.380E-03
100	3.935E+02	0.06	109.3	-44.1	2.400E-03
200	2.032E+02	0.08	117.6	-48.2	2.730E-03
275	1.213E+02	0.05	113.4	-59.1	2.880E-03
350	3.013E+01	0.06	233.9	-4.1	2.050E-03
400	3.840E+01	0.07	214.1	30.9	2.010E-03
450	4.652E+01	0.05	90.4	-24.0	1.910E-03
500	3.015E+01	0.06	350.5	21.9	1.870E-03
525	1.190E+01	0.11	119.6	-2.8	1.830E-03
550	7.219E+00	0.06	153.9	43.2	1.860E-03
575	6.509E+00	0.04	295.4	-21.6	2.030E-03
575	1.147E+01	0.05	197.5	1.7	1.390E-03

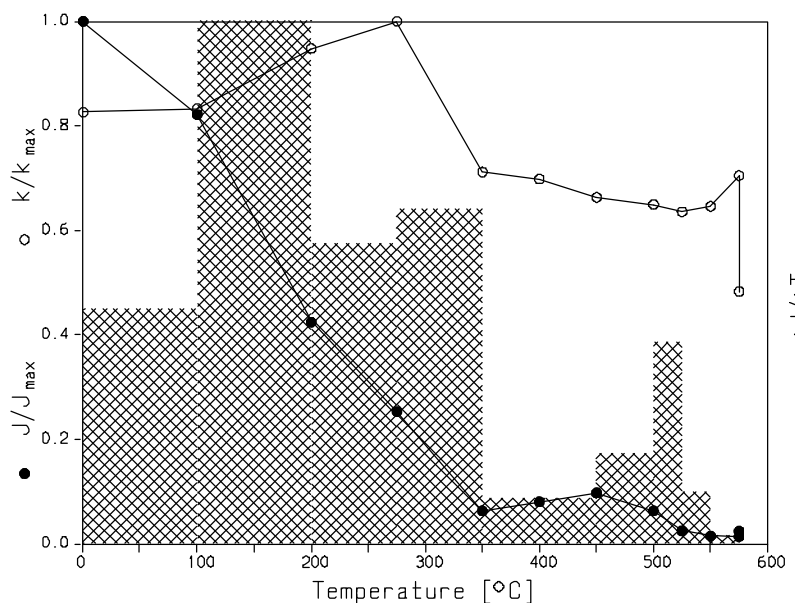
Up, N



● horizontal ○ vertical



● pos. Incl. ○ neg. Incl.

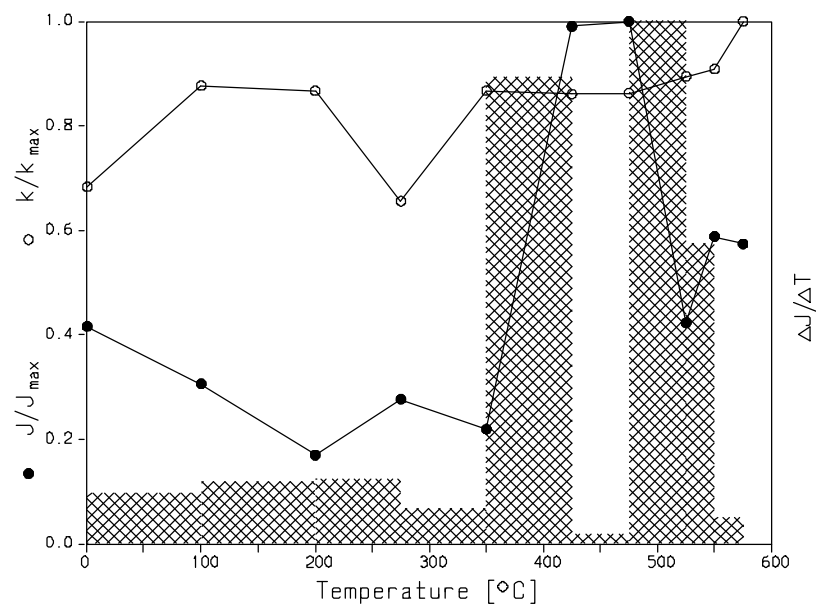
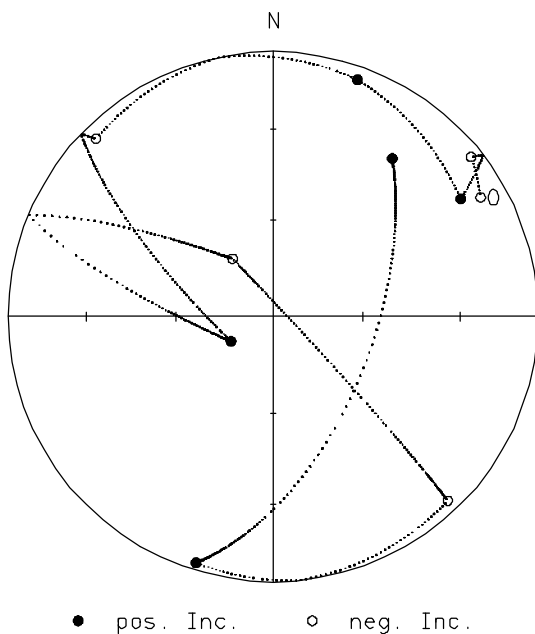
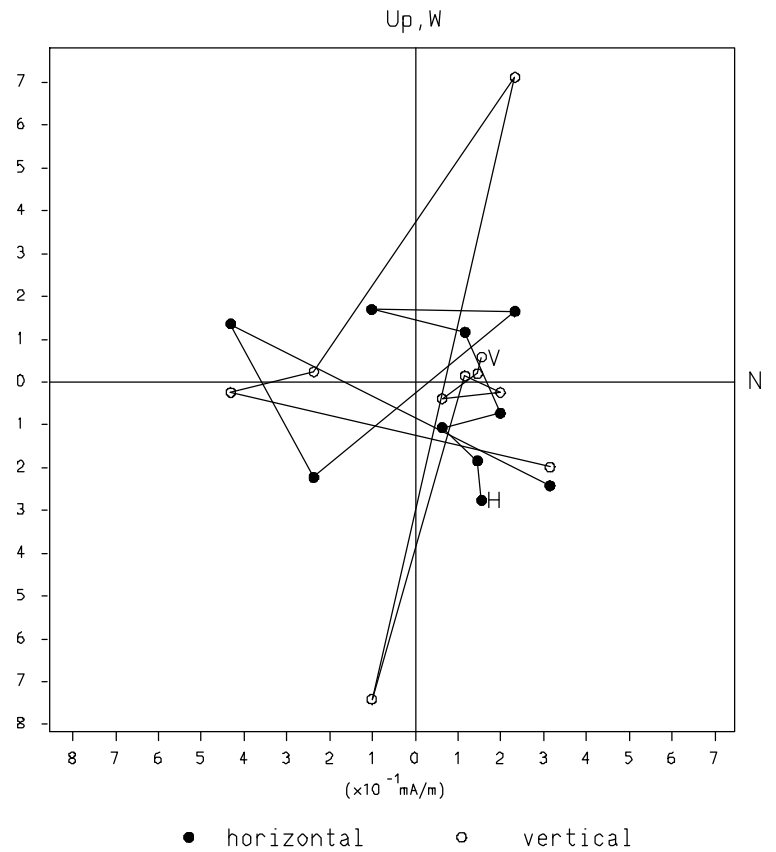


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

163B6-10

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.054E-01	0.12	60.1	-10.6	4.720E-04
100	2.247E-01	0.16	51.1	-4.5	6.060E-04
200	1.247E-01	0.11	57.9	17.6	5.990E-04
275	2.031E-01	0.11	19.6	5.7	4.530E-04
350	1.610E-01	0.09	315.1	-5.9	5.990E-04
425	7.272E-01	0.07	239.5	75.0	5.950E-04
475	7.342E-01	0.05	324.9	-68.2	5.960E-04
525	3.105E-01	0.18	136.5	-4.8	6.180E-04
550	4.319E-01	0.10	197.4	3.0	6.280E-04
575	4.214E-01	0.06	37.0	26.2	6.910E-04

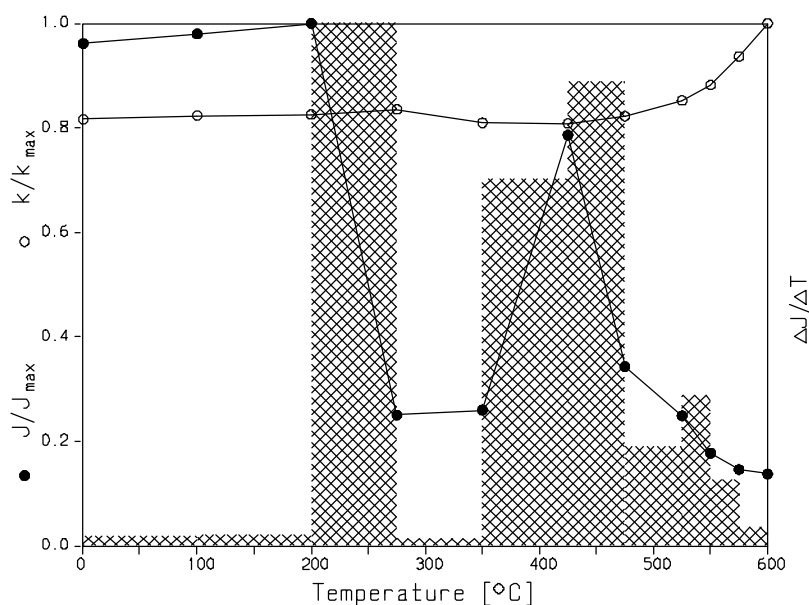
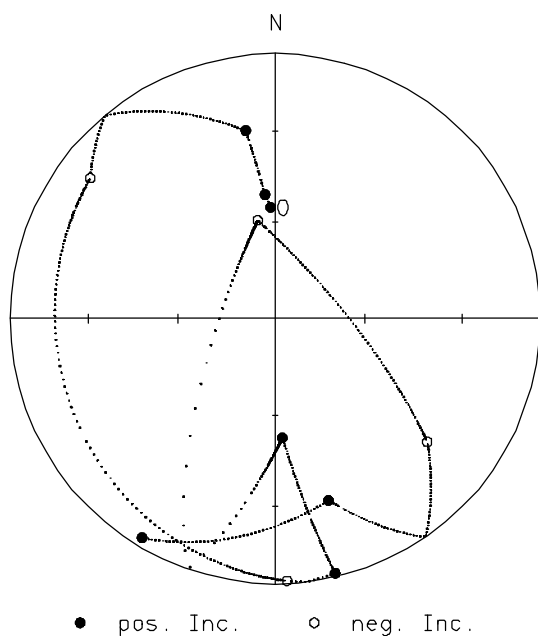
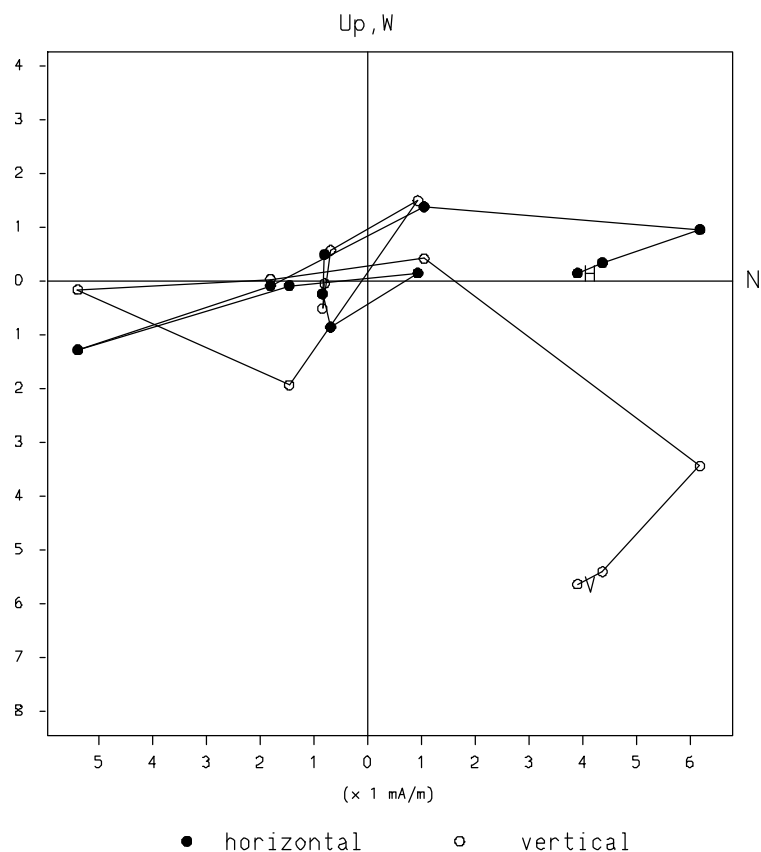


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

171B6-11

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	6.495E+00	0.08	357.6	55.4	9.060E-04
100	6.619E+00	0.09	355.3	51.2	9.140E-04
200	6.756E+00	0.12	351.1	29.0	9.160E-04
275	1.691E+00	0.05	307.2	-13.4	9.270E-04
350	1.754E+00	0.12	177.4	-1.1	8.990E-04
425	5.310E+00	0.14	166.7	1.5	8.970E-04
475	2.316E+00	0.08	176.5	52.8	9.130E-04
525	1.682E+00	0.07	349.9	-59.1	9.460E-04
550	1.198E+00	0.05	129.0	-27.0	9.790E-04
575	9.854E-01	0.06	163.6	29.3	1.040E-03
600	9.275E-01	0.13	211.3	3.7	1.110E-03

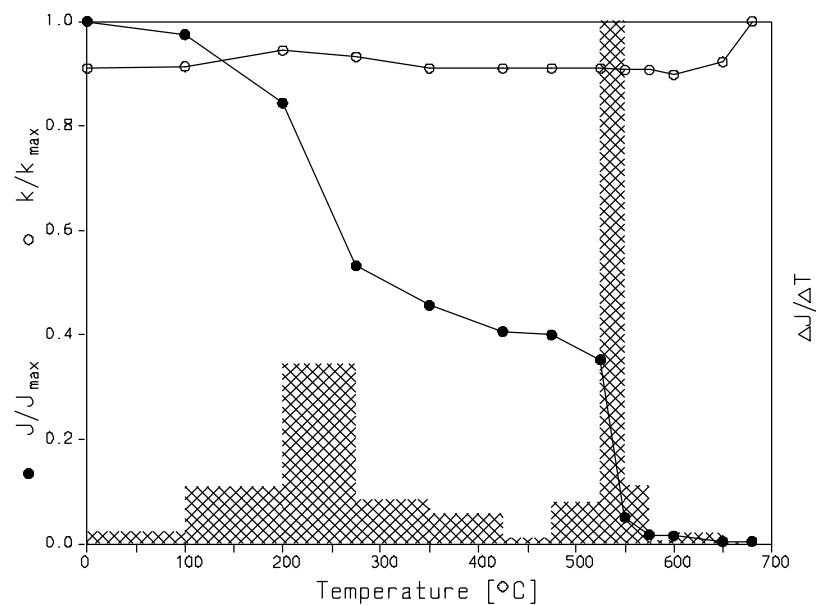
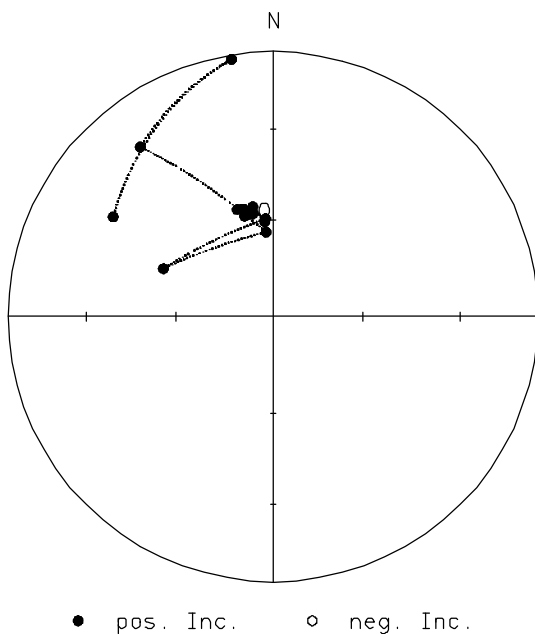
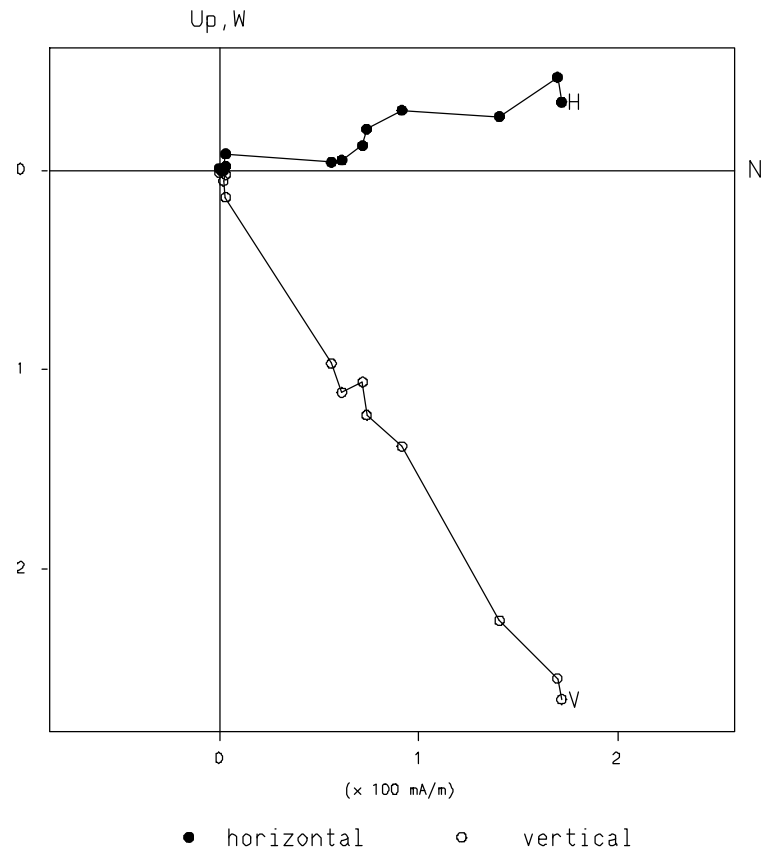


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

49B-2-3

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.026E+02	0.04	348.7	56.4	2.940E-03
100	2.949E+02	0.02	344.3	55.2	2.950E-03
200	2.553E+02	0.04	348.9	57.5	3.050E-03
275	1.610E+02	0.03	341.4	54.9	3.010E-03
350	1.381E+02	0.02	344.2	57.6	2.940E-03
425	1.229E+02	0.04	349.5	55.3	2.940E-03
475	1.210E+02	0.04	354.9	60.5	2.940E-03
525	1.066E+02	0.02	355.6	59.6	2.940E-03
550	1.526E+01	0.07	293.6	52.7	2.930E-03
575	5.111E+00	0.05	355.2	63.8	2.930E-03
600	4.603E+00	0.01	321.9	19.8	2.900E-03
650	1.197E+00	0.05	350.8	1.9	2.980E-03
680	1.310E+00	0.08	301.9	29.6	3.230E-03

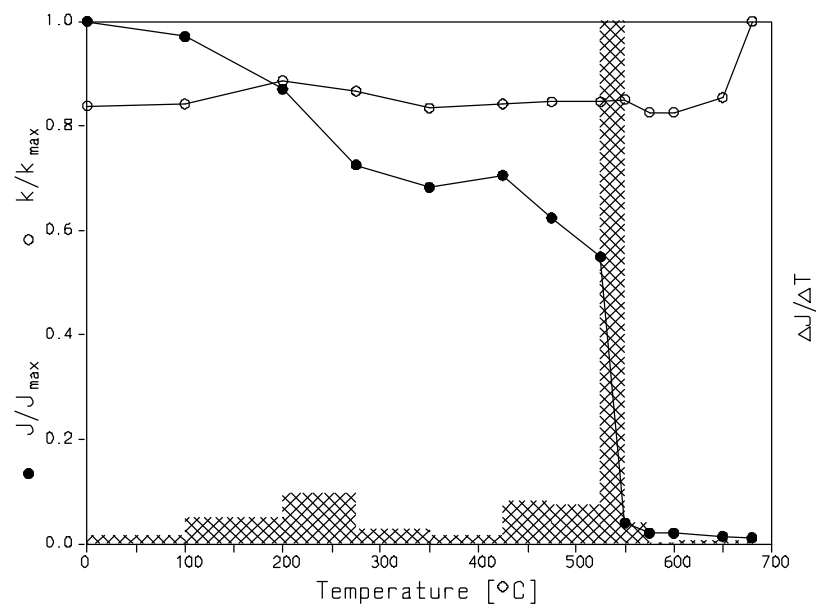
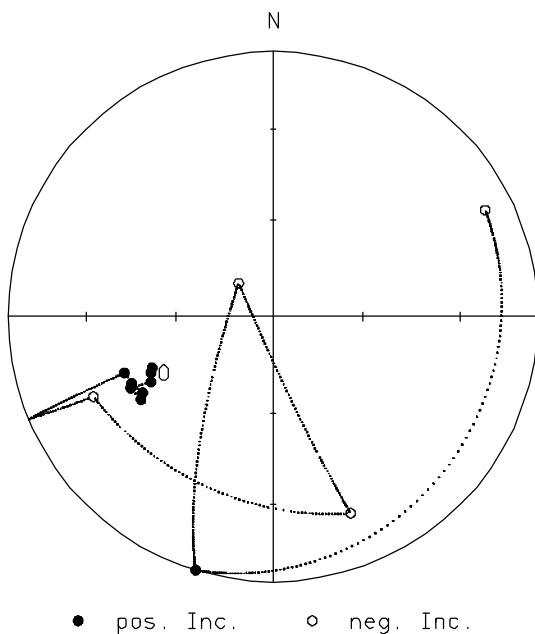
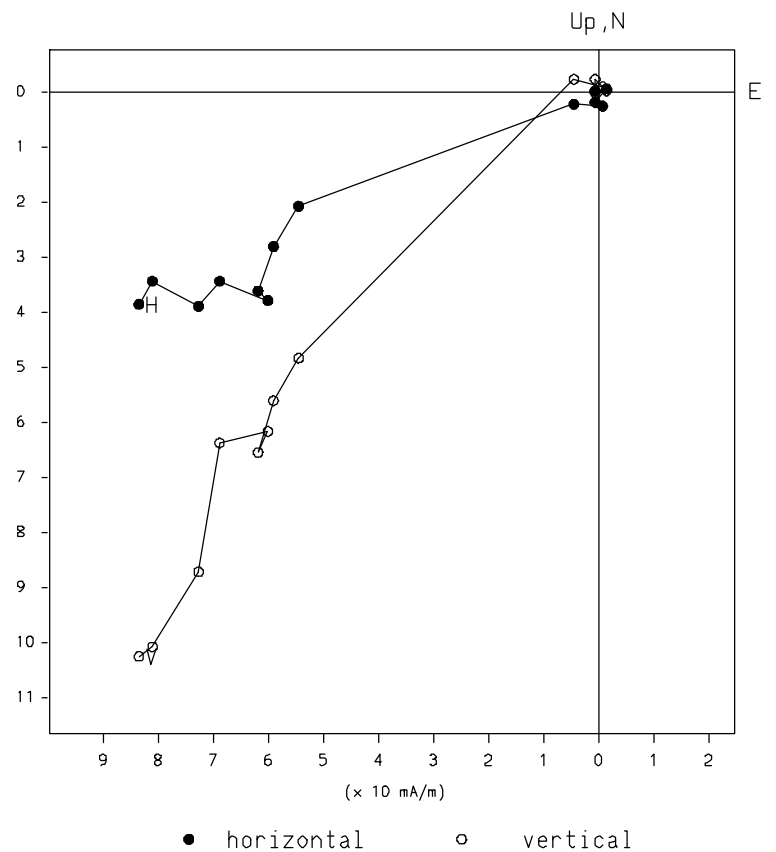


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

49A-1-2

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.411E+02	0.02	245.3	48.0	2.070E-03
100	1.370E+02	0.07	247.1	48.9	2.080E-03
200	1.228E+02	0.02	241.9	46.6	2.190E-03
275	1.023E+02	0.02	243.4	39.7	2.140E-03
350	9.626E+01	0.02	237.9	40.8	2.060E-03
425	9.949E+01	0.06	239.7	42.4	2.080E-03
475	8.800E+01	0.01	244.7	40.6	2.090E-03
525	7.747E+01	0.01	249.3	39.8	2.090E-03
550	5.631E+00	0.07	246.0	-26.7	2.100E-03
575	2.875E+00	0.08	158.5	-21.4	2.040E-03
600	2.838E+00	0.01	314.2	-75.2	2.040E-03
650	1.969E+00	0.03	197.0	0.0	2.110E-03
680	1.607E+00	0.06	63.3	-11.4	2.470E-03

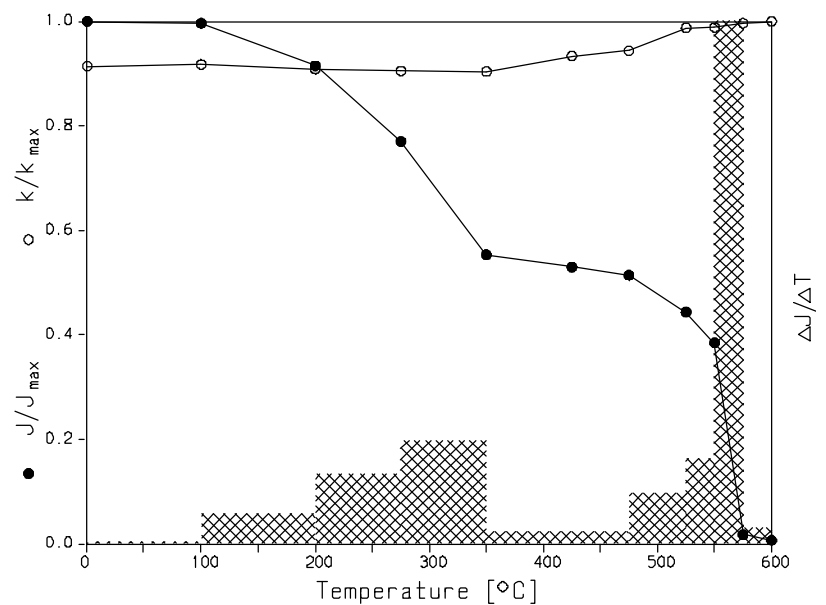
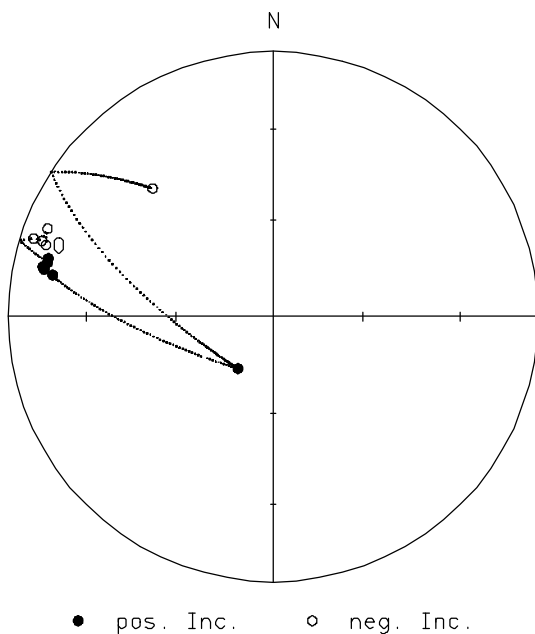
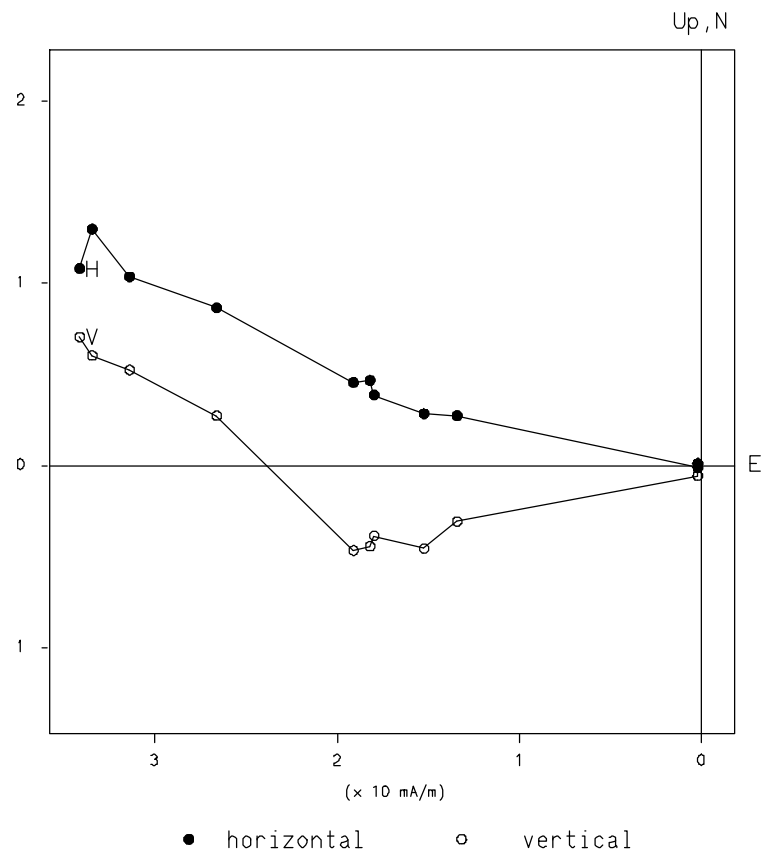


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

187A6-11

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.472E+01	0.08	287.5	-11.1	7.990E-04
100	3.459E+01	0.04	291.3	-9.5	8.020E-04
200	3.177E+01	0.04	288.2	-9.0	7.940E-04
275	2.674E+01	0.07	288.1	-5.5	7.910E-04
350	1.921E+01	0.09	283.5	13.5	7.900E-04
425	1.839E+01	0.06	284.5	13.4	8.160E-04
475	1.784E+01	0.09	282.2	12.1	8.250E-04
525	1.540E+01	0.06	280.7	16.5	8.630E-04
550	1.335E+01	0.06	281.7	12.8	8.640E-04
575	6.018E-01	0.01	214.2	70.7	8.710E-04
600	2.226E-01	0.04	316.8	-34.0	8.740E-04

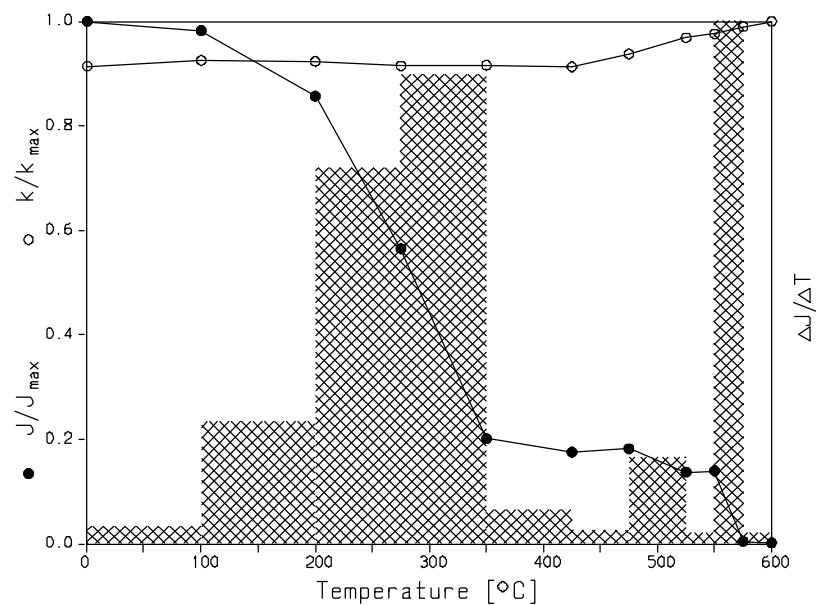
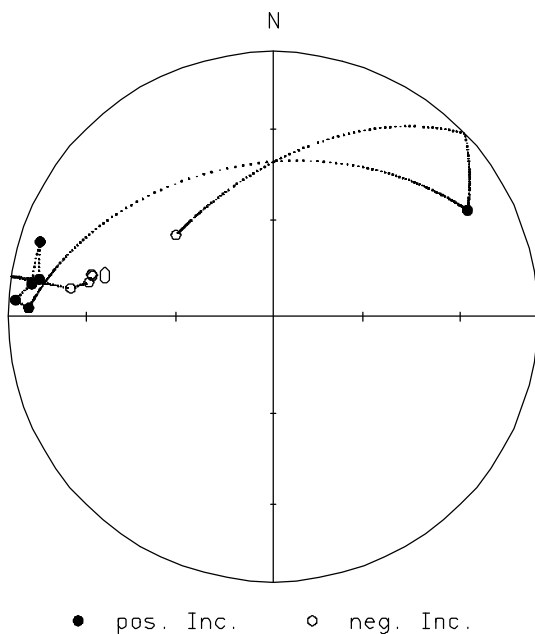
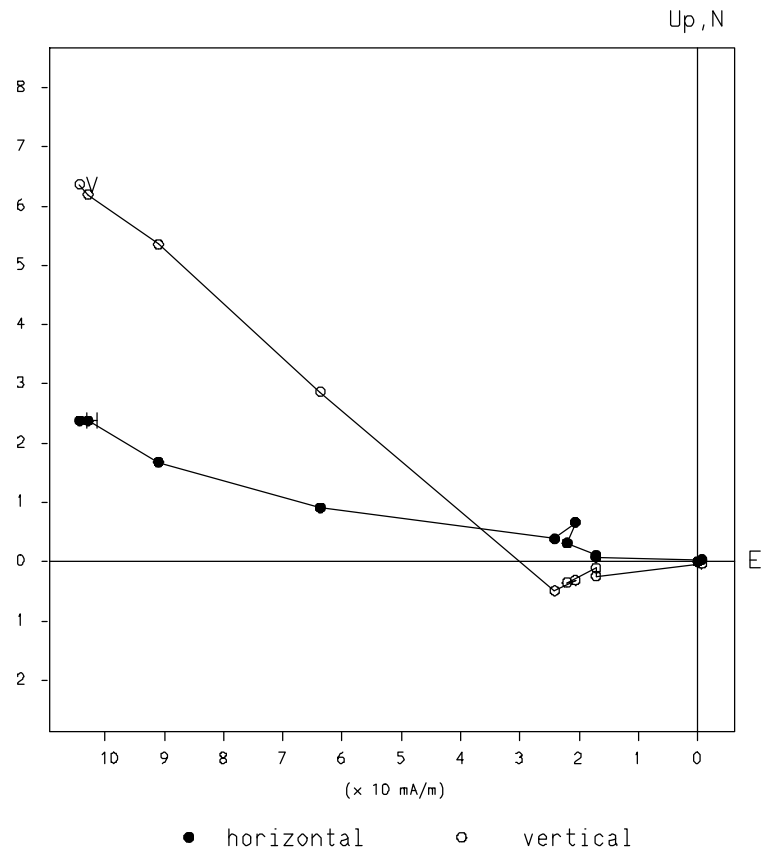


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

187A6-12

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.188E+02	0.05	282.8	-30.8	8.800E-04
100	1.167E+02	0.04	283.1	-30.3	8.910E-04
200	1.018E+02	0.05	280.5	-30.0	8.890E-04
275	6.714E+01	0.05	278.0	-23.9	8.810E-04
350	2.388E+01	0.06	279.1	11.6	8.820E-04
425	2.082E+01	0.09	287.8	8.5	8.790E-04
475	2.161E+01	0.06	277.7	8.9	9.030E-04
525	1.630E+01	0.09	273.7	2.9	9.330E-04
550	1.660E+01	0.03	272.0	8.5	9.400E-04
575	5.313E-01	0.05	61.3	17.5	9.530E-04
600	2.014E-01	0.03	310.0	-50.4	9.630E-04

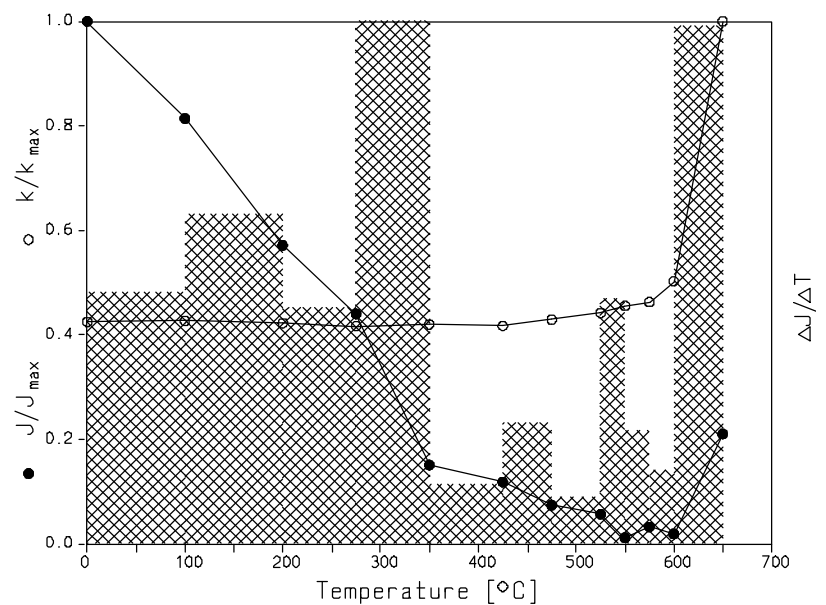
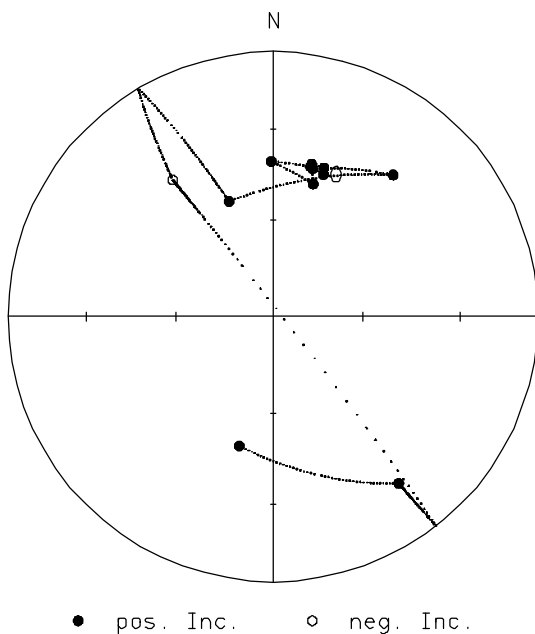
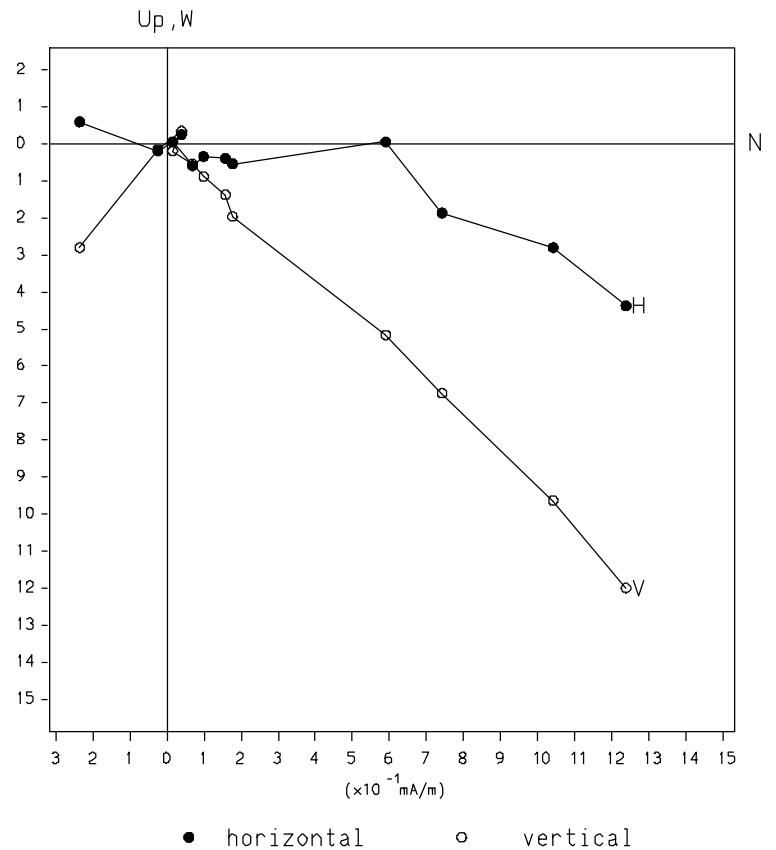


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122A1-2

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.926E+00	0.05	19.5	42.5	5.690E-04
100	1.568E+00	0.04	15.0	41.8	5.720E-04
200	1.100E+00	0.04	13.9	41.3	5.660E-04
275	8.478E-01	0.02	359.3	41.1	5.580E-04
350	2.900E-01	0.07	16.8	46.6	5.630E-04
425	2.277E-01	0.07	14.2	40.3	5.590E-04
475	1.419E-01	0.06	18.9	40.4	5.750E-04
525	1.092E-01	0.04	40.3	30.6	5.920E-04
550	2.213E-02	0.33	339.1	51.6	6.100E-04
575	6.218E-02	0.16	323.7	-36.2	6.200E-04
600	3.631E-02	0.27	143.0	22.3	6.730E-04
650	4.046E-01	0.16	194.7	48.2	1.340E-03



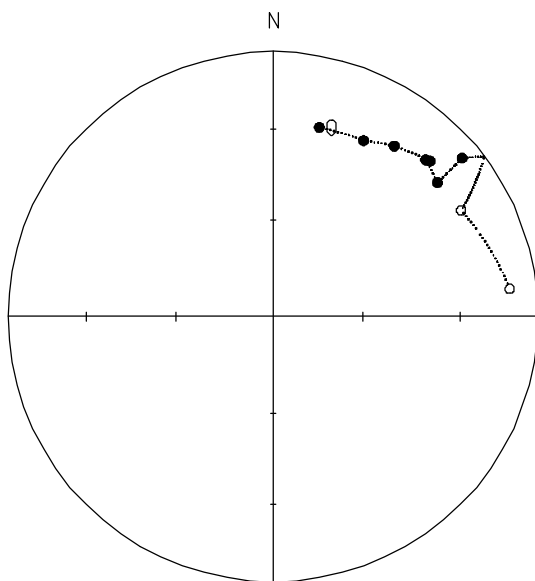
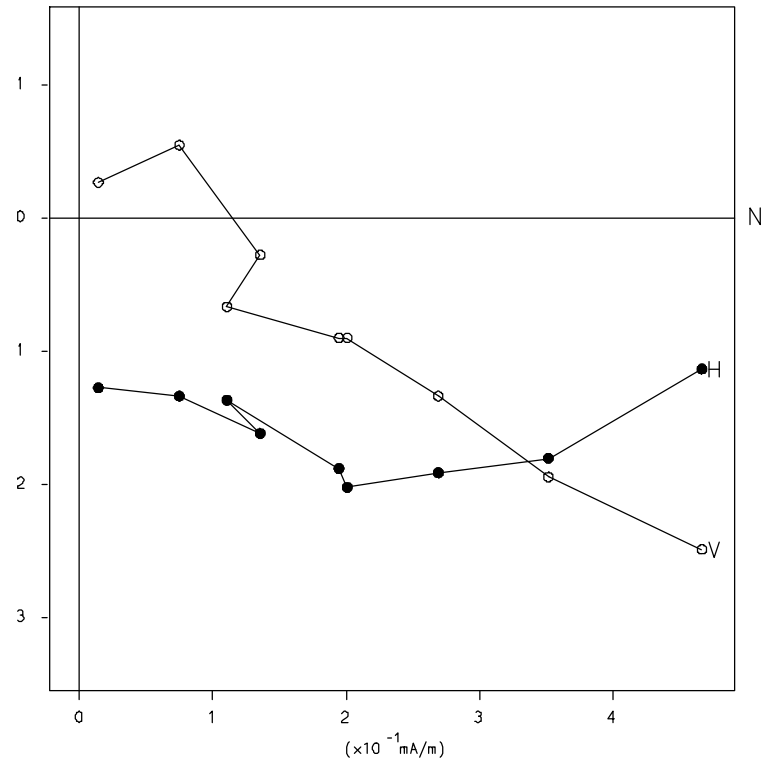
Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122A5-10

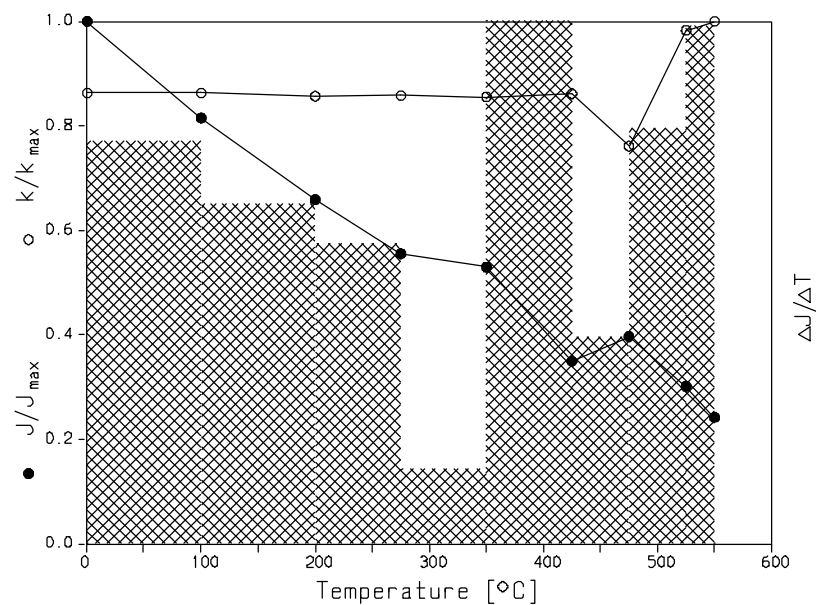
BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	5.157E-01	0.03	13.7	27.4	5.420E-04
100	4.203E-01	0.04	27.2	26.2	5.420E-04
200	3.397E-01	0.02	35.4	22.1	5.380E-04
275	2.864E-01	0.05	45.3	17.7	5.390E-04
350	2.732E-01	0.02	44.2	18.6	5.370E-04
425	1.802E-01	0.04	50.8	21.1	5.410E-04
475	2.046E-01	0.07	50.0	7.7	4.780E-04
525	1.554E-01	0.03	60.5	-19.6	6.170E-04
550	1.247E-01	0.41	83.3	-11.1	6.280E-04

Up, W



● pos. Incl. ○ neg. Incl.

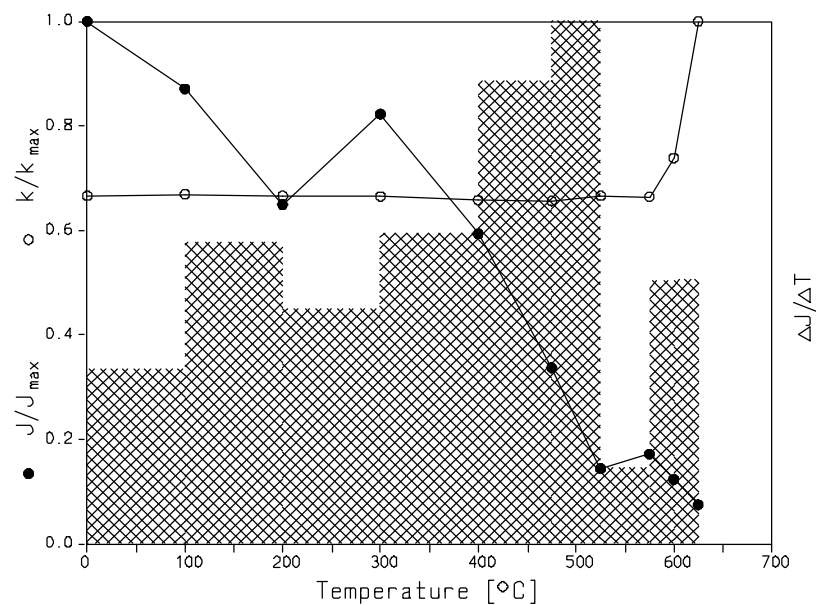
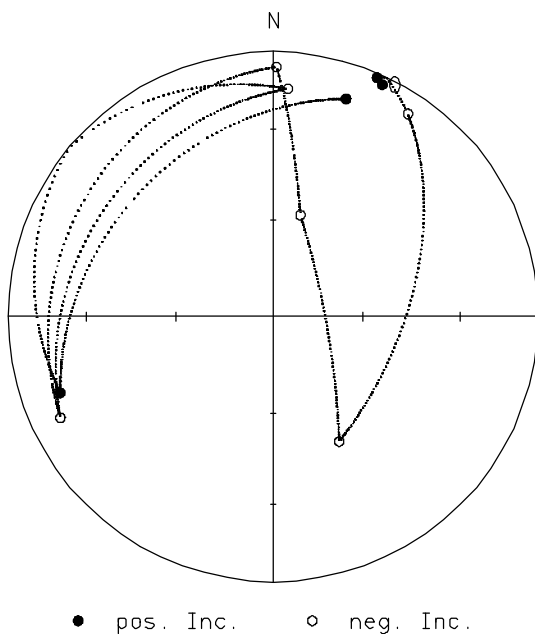
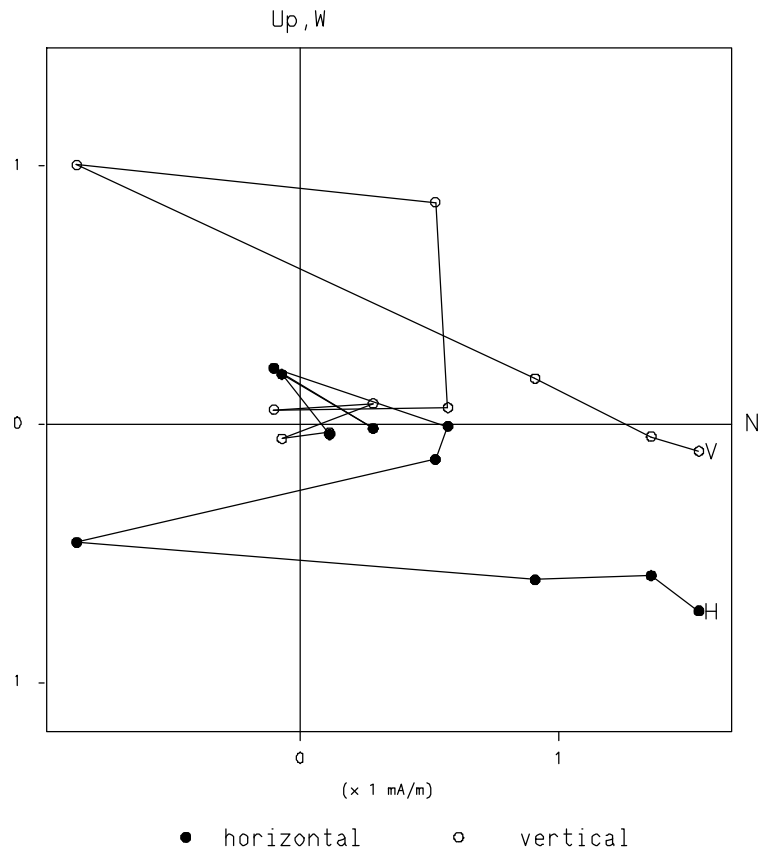


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122B3-5

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.627E+00	0.09	25.2	3.7	6.620E-04
100	1.417E+00	0.03	23.5	1.9	6.650E-04
200	1.056E+00	0.06	33.6	-9.0	6.620E-04
300	1.338E+00	0.03	152.2	-45.7	6.610E-04
400	9.653E-01	0.03	15.0	-57.4	6.540E-04
475	5.482E-01	0.05	0.8	-6.4	6.520E-04
525	2.342E-01	0.06	244.6	-12.2	6.620E-04
575	2.793E-01	0.05	3.7	-14.9	6.600E-04
600	2.006E-01	0.02	250.3	15.8	7.340E-04
625	1.215E-01	0.28	18.5	14.4	9.940E-04

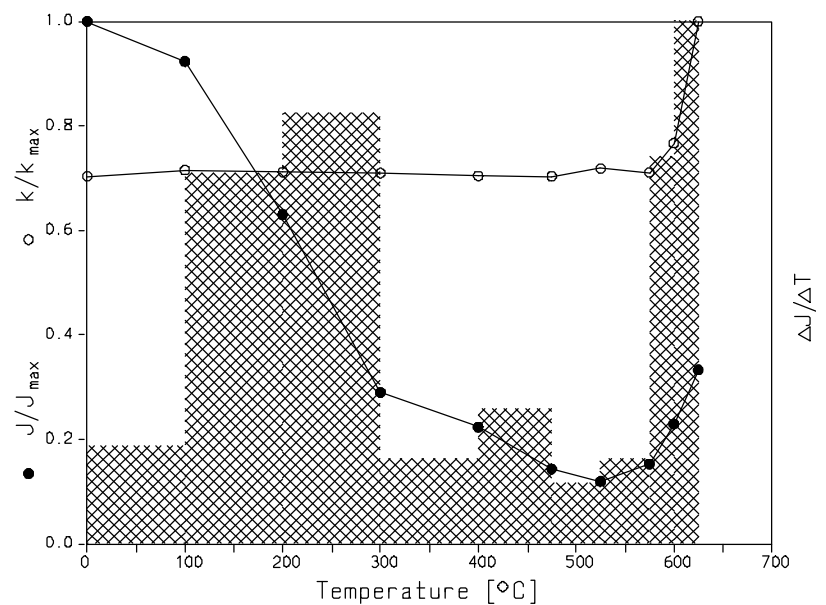
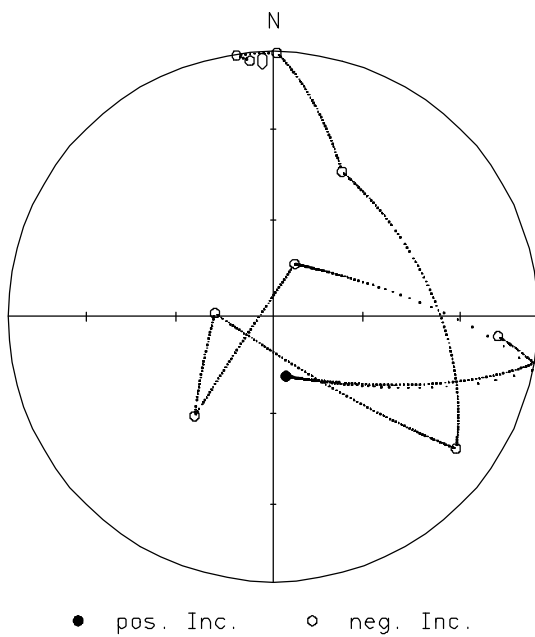
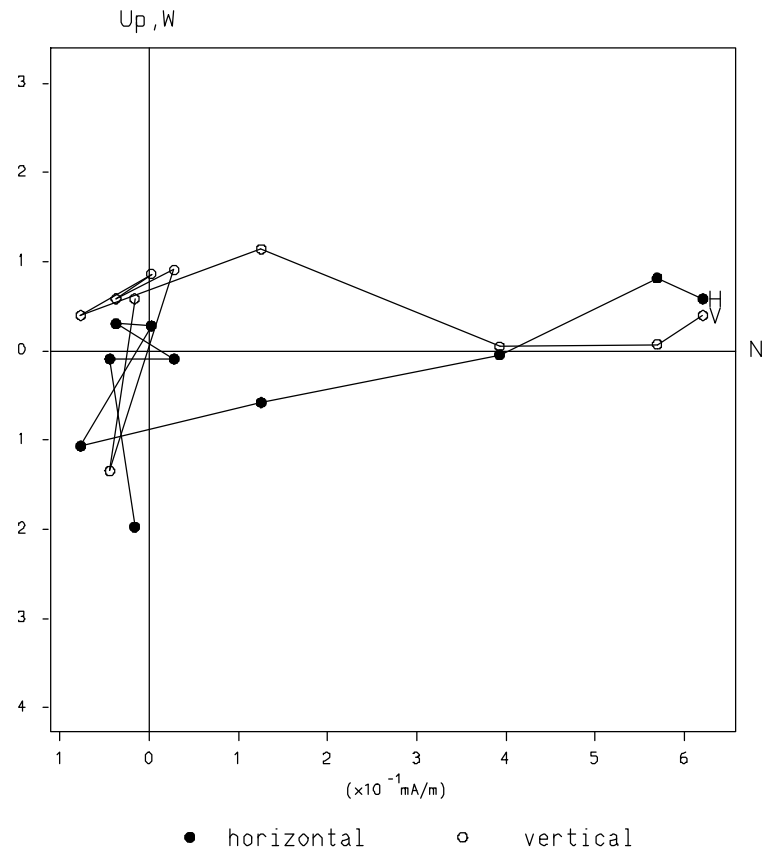


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122B6-11

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	5.934E-01	0.11	354.8	-3.5	6.540E-04
100	5.478E-01	0.03	352.0	-0.6	6.650E-04
200	3.740E-01	0.02	0.8	-0.5	6.620E-04
300	1.719E-01	0.04	25.4	-39.3	6.600E-04
400	1.324E-01	0.11	125.8	-16.0	6.550E-04
475	8.498E-02	0.10	273.4	-72.1	6.540E-04
525	7.080E-02	0.15	218.3	-50.5	6.680E-04
575	9.067E-02	0.11	22.4	-72.5	6.610E-04
600	1.361E-01	0.08	167.8	71.3	7.130E-04
625	1.974E-01	0.14	95.0	-15.9	9.300E-04

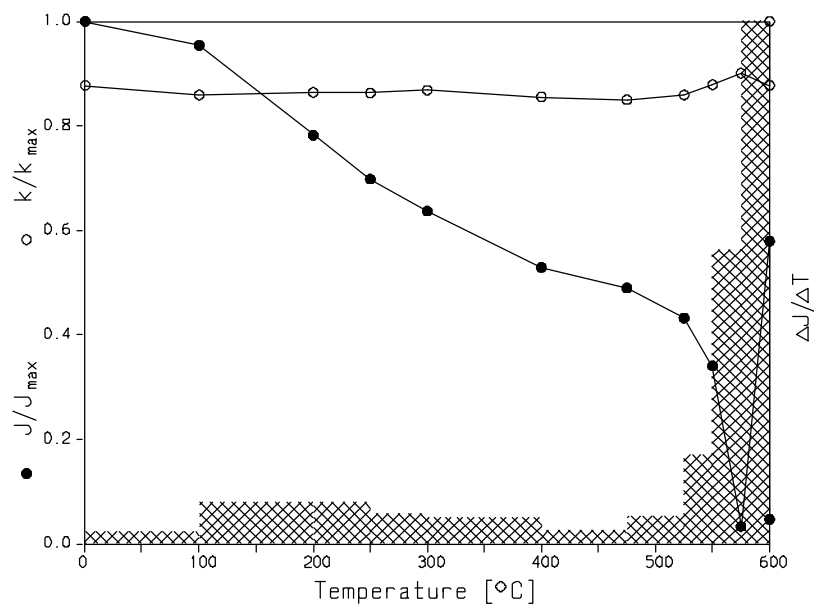
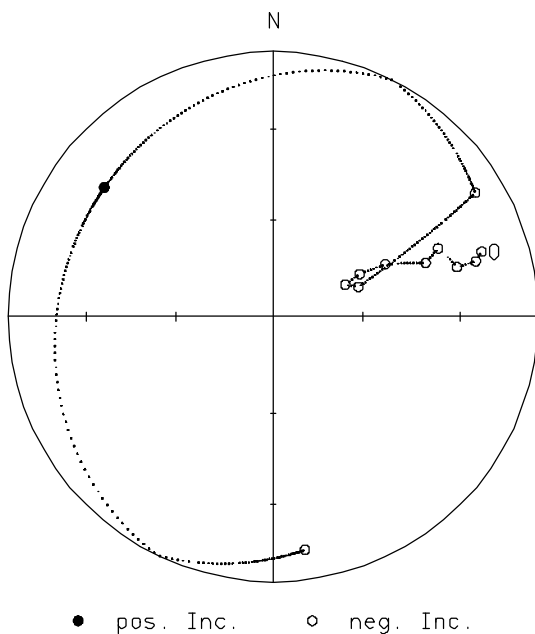
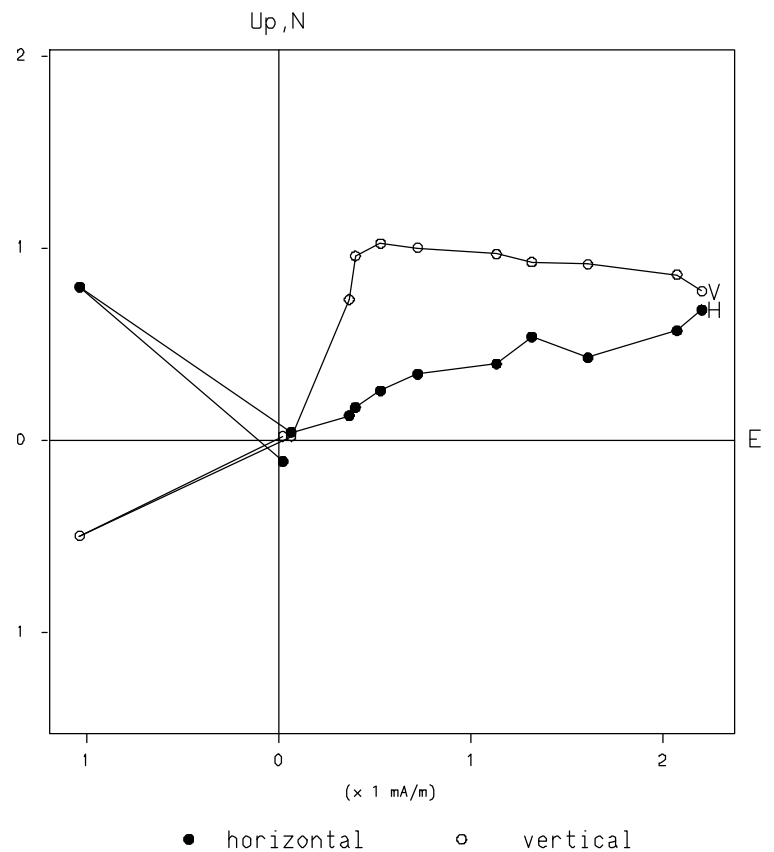


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122C4-7

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	2.309E+00	0.05	72.7	-18.7	6.720E-04
100	2.203E+00	0.06	74.7	-21.8	6.580E-04
200	1.806E+00	0.08	74.9	-28.9	6.620E-04
250	1.611E+00	0.07	67.5	-33.1	6.610E-04
300	1.470E+00	0.01	70.5	-38.9	6.650E-04
400	1.221E+00	0.02	64.9	-51.4	6.550E-04
475	1.130E+00	0.01	63.8	-60.1	6.510E-04
525	9.976E-01	0.04	66.0	-65.7	6.580E-04
550	7.857E-01	0.02	70.8	-62.1	6.730E-04
575	7.690E-02	0.07	58.5	-11.6	6.900E-04
600	1.338E+00	0.04	307.4	20.9	6.720E-04
600	1.079E-01	0.14	172.2	-12.2	7.660E-04

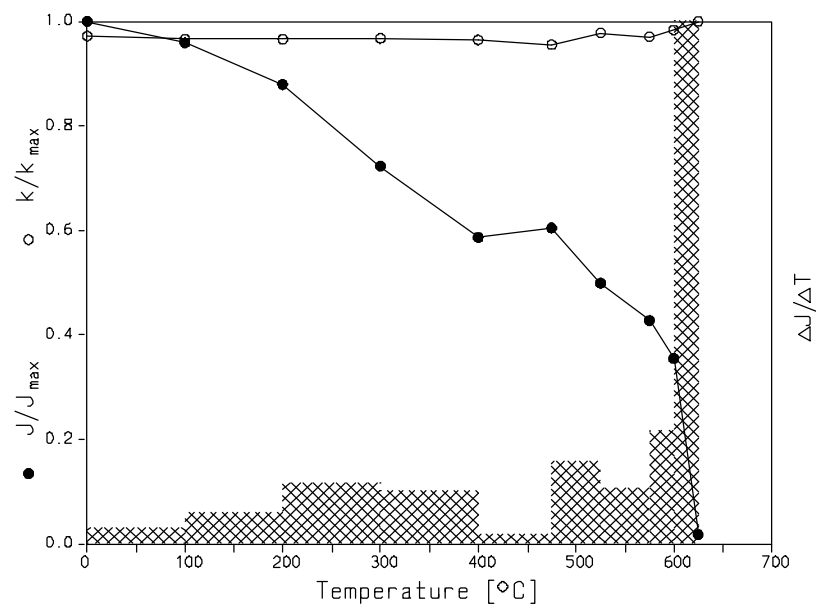
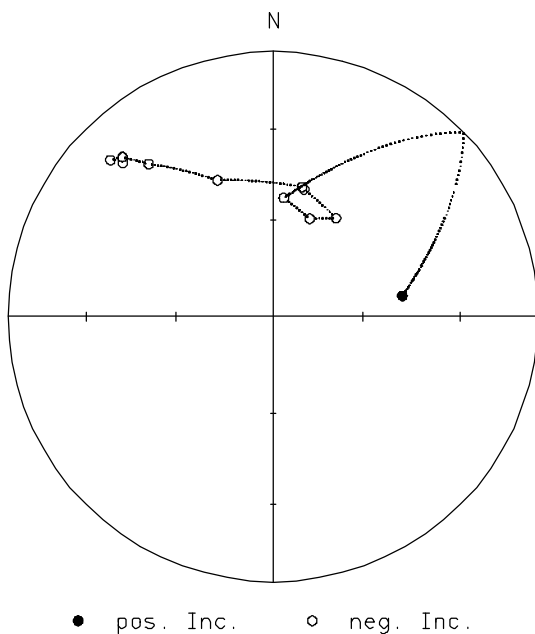
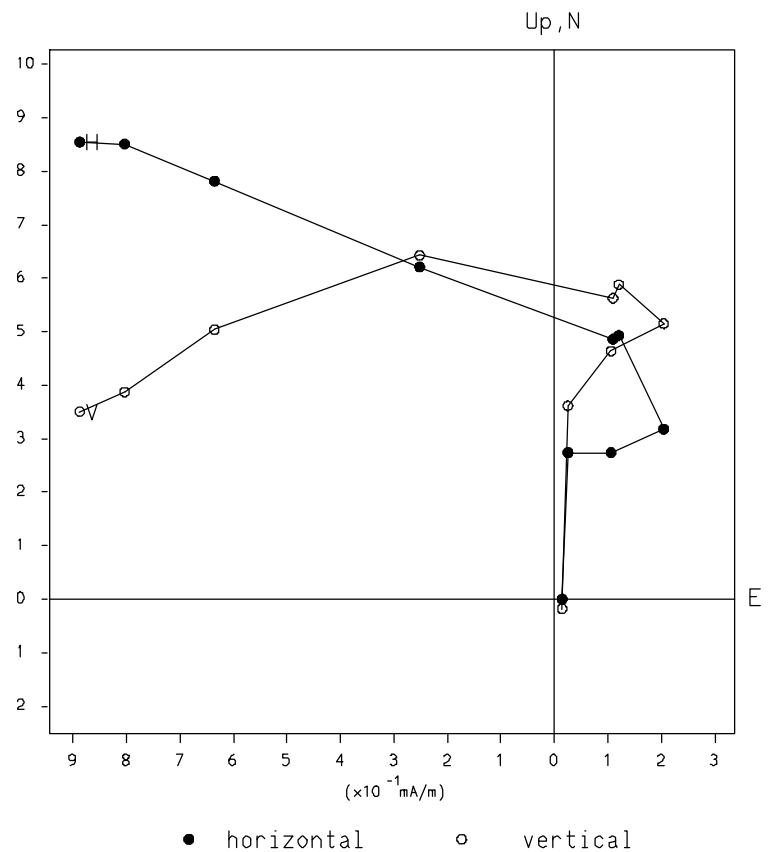


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122D3-5

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.299E+00	0.04	313.9	-15.9	6.530E-04
100	1.246E+00	0.01	316.6	-18.3	6.490E-04
200	1.142E+00	0.01	320.8	-26.6	6.490E-04
300	9.389E-01	0.01	337.8	-43.7	6.500E-04
400	7.617E-01	0.01	12.6	-48.5	6.480E-04
475	7.853E-01	0.00	13.7	-49.1	6.420E-04
525	6.479E-01	0.01	32.6	-53.7	6.570E-04
575	5.552E-01	0.02	20.5	-57.6	6.520E-04
600	4.607E-01	0.02	5.1	-52.9	6.610E-04
625	2.287E-02	0.62	80.8	49.1	6.720E-04

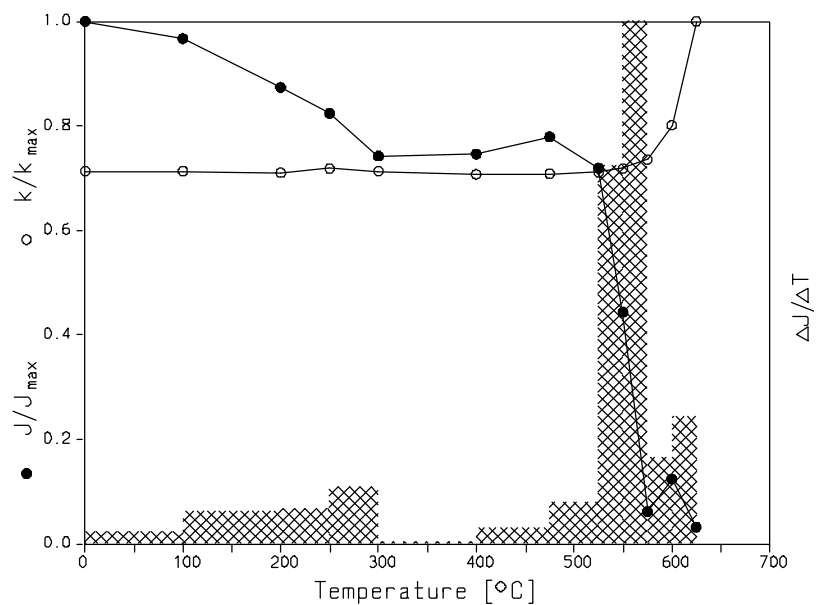
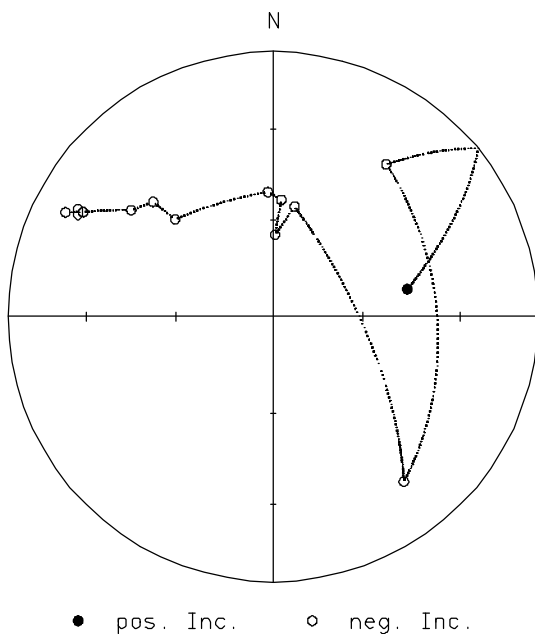
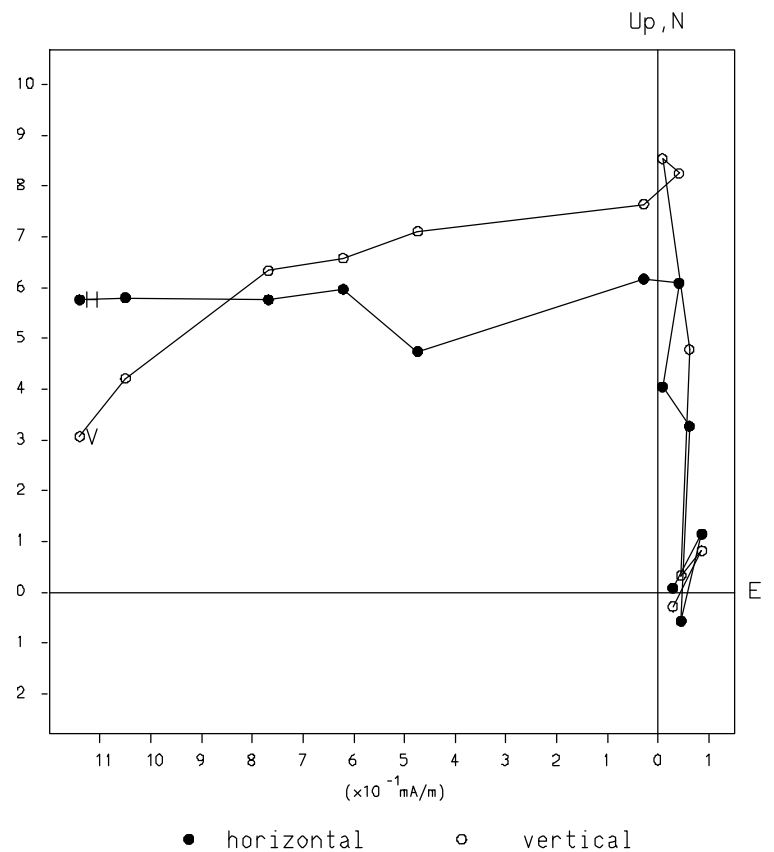


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122D6-12

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.250E+00	0.04	296.7	-13.4	6.990E-04
100	1.209E+00	0.11	298.8	-19.3	6.990E-04
200	1.092E+00	0.08	306.9	-33.4	6.960E-04
250	1.030E+00	0.09	313.7	-37.4	7.040E-04
300	9.277E-01	0.01	314.8	-46.7	6.990E-04
400	9.325E-01	0.02	357.6	-51.1	6.930E-04
475	9.737E-01	0.01	4.0	-53.6	6.940E-04
525	8.989E-01	0.01	1.3	-64.8	6.970E-04
550	5.539E-01	0.01	11.1	-55.2	7.040E-04
575	7.679E-02	0.14	141.6	-21.7	7.210E-04
600	1.549E-01	0.02	36.6	-29.2	7.850E-04
625	3.964E-02	0.69	78.4	47.1	9.800E-04

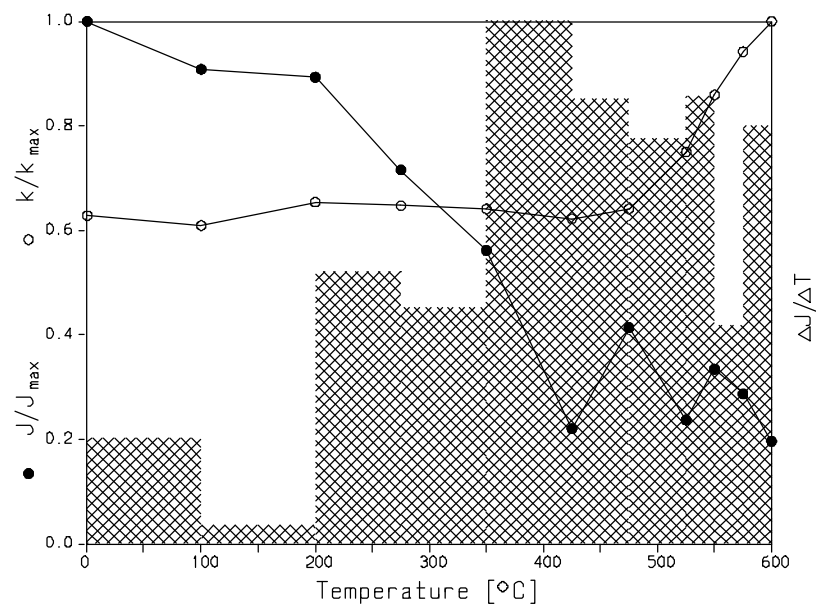
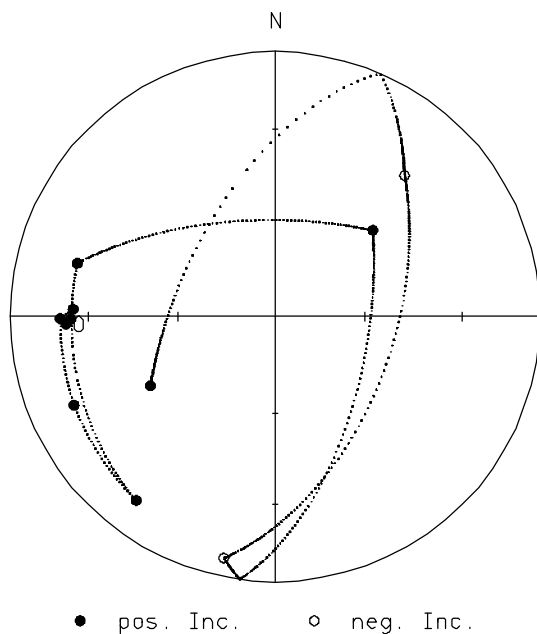
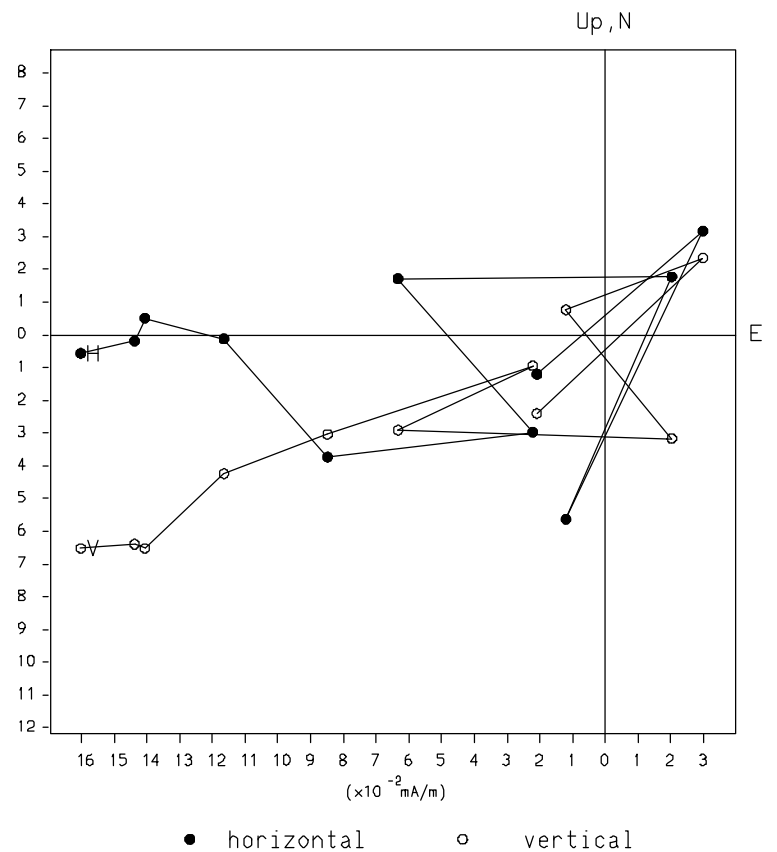


Thermische Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122E8-10

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.648E-01	0.03	268.0	22.1	9.800E-05
100	1.497E-01	0.01	269.3	23.9	9.500E-05
200	1.472E-01	0.06	272.1	24.7	1.020E-04
275	1.179E-01	0.03	269.5	20.0	1.010E-04
350	9.256E-02	0.05	246.2	18.2	1.000E-04
425	3.625E-02	0.04	217.1	14.1	9.700E-05
475	6.816E-02	0.04	285.1	23.7	1.000E-04
525	3.904E-02	0.13	48.5	49.3	1.170E-04
550	5.510E-02	1.20	192.0	-7.6	1.340E-04
575	4.729E-02	0.24	42.5	-28.5	1.470E-04
600	3.230E-02	0.48	241.0	45.3	1.560E-04

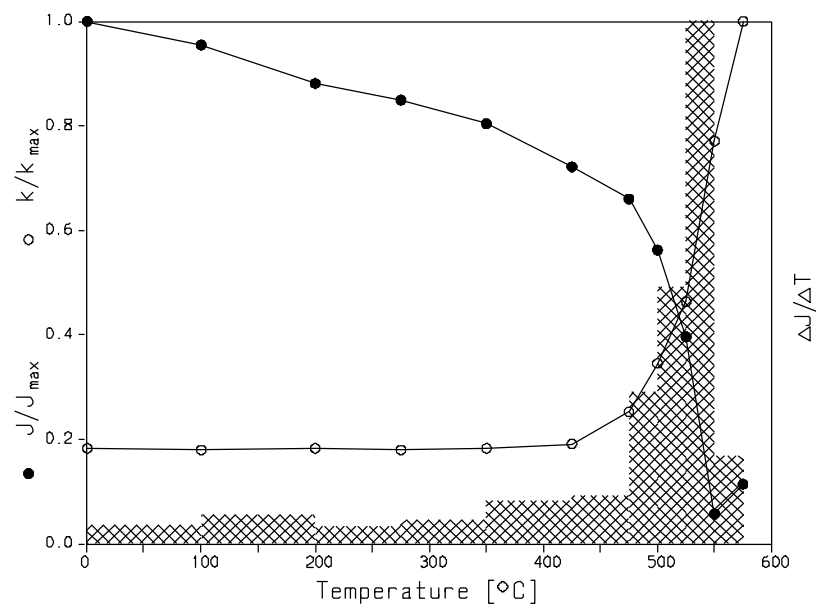
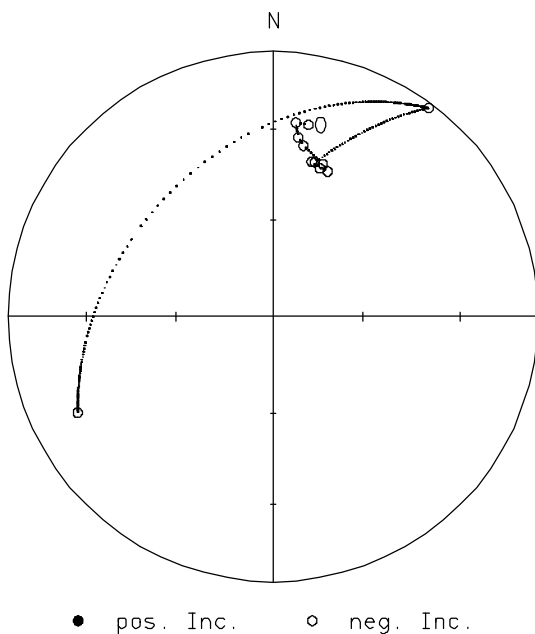
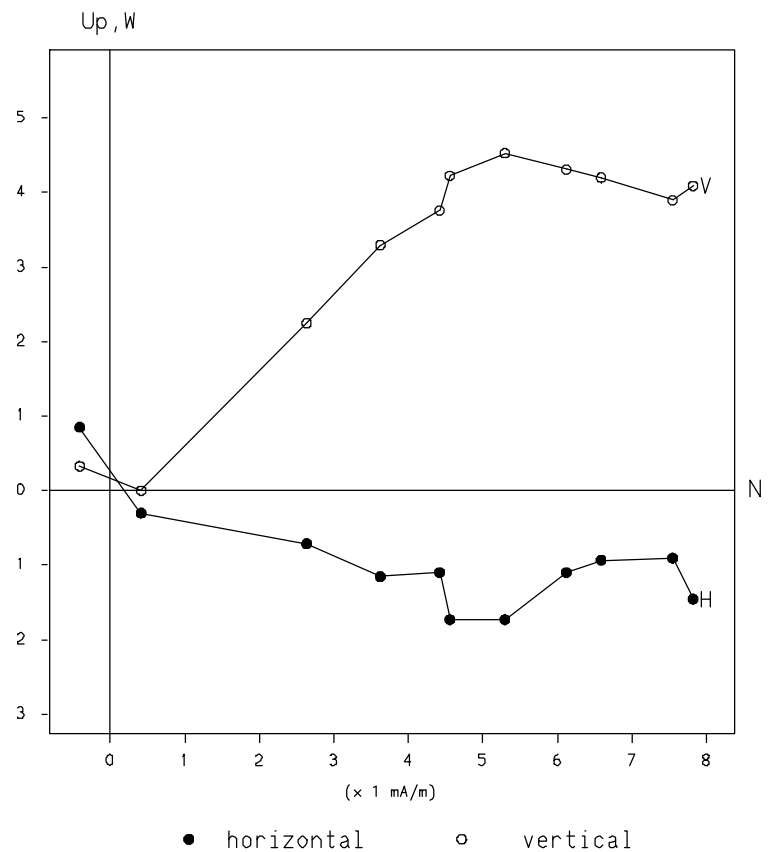


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42A-1-1

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	8.620E+00	0.01	10.4	-27.3	6.780E-04
100	8.230E+00	0.03	6.7	-27.2	6.660E-04
200	7.595E+00	0.00	8.0	-32.2	6.780E-04
275	7.321E+00	0.00	10.1	-34.8	6.660E-04
350	6.932E+00	0.01	18.1	-39.3	6.770E-04
425	6.221E+00	0.08	20.6	-41.1	7.080E-04
475	5.690E+00	0.05	14.0	-39.6	9.370E-04
500	4.847E+00	0.03	17.6	-41.0	1.280E-03
525	3.414E+00	0.08	15.1	-39.5	1.720E-03
550	4.914E-01	0.51	36.7	-2.1	2.860E-03
575	9.812E-01	0.32	243.8	-18.9	3.710E-03



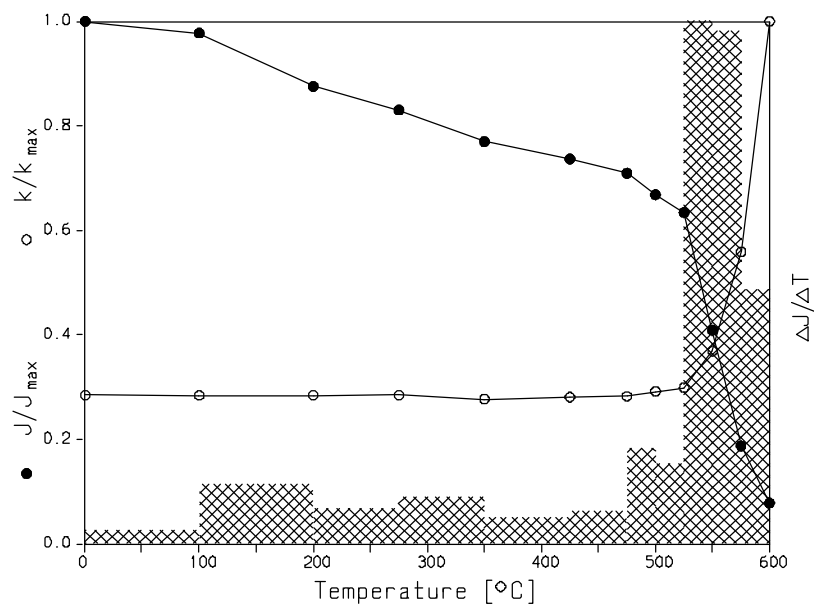
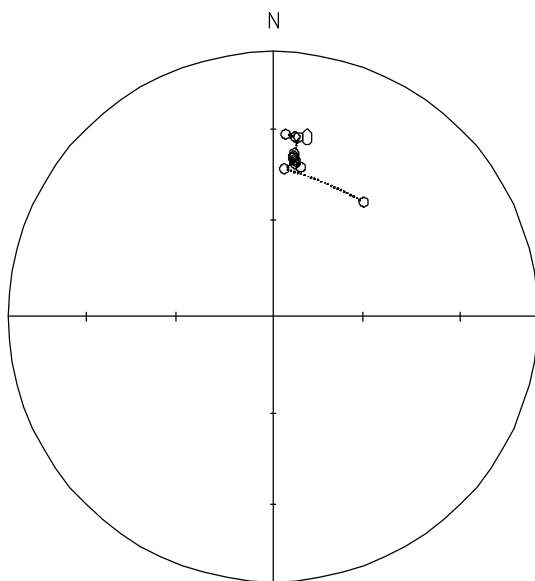
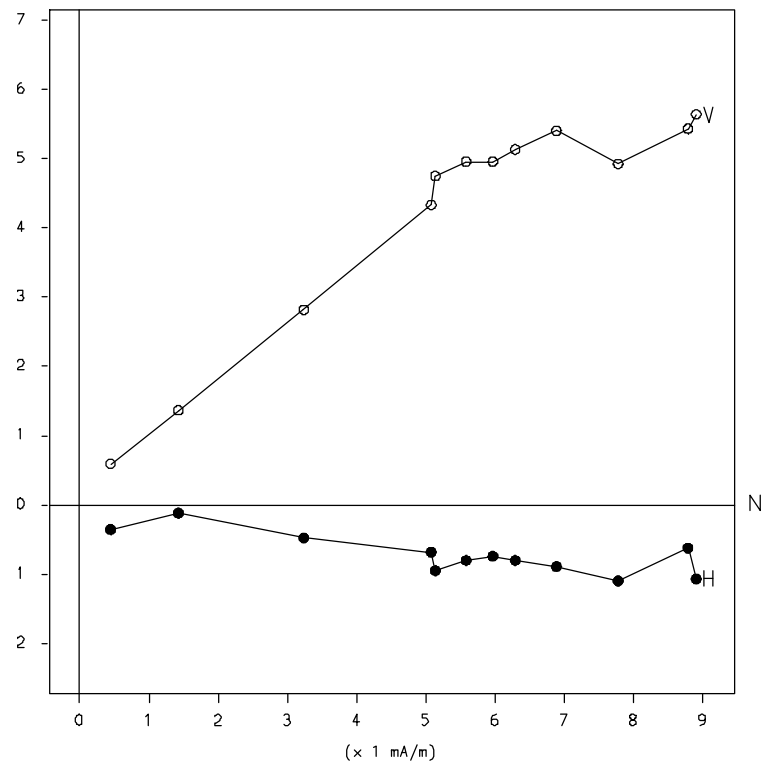
Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42A-5-9

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.018E+01	0.04	6.9	-32.2	7.940E-04
100	9.951E+00	0.02	4.0	-31.6	7.920E-04
200	8.913E+00	0.04	8.1	-32.1	7.930E-04
275	8.451E+00	0.09	7.3	-37.9	7.940E-04
350	7.839E+00	0.03	7.3	-38.8	7.720E-04
425	7.499E+00	0.04	7.2	-39.3	7.830E-04
475	7.220E+00	0.04	8.1	-41.3	7.880E-04
500	6.802E+00	0.04	10.5	-42.2	8.130E-04
525	6.454E+00	0.02	7.6	-40.1	8.340E-04
550	4.158E+00	0.03	8.3	-40.4	1.030E-03
575	1.907E+00	0.05	4.4	-43.4	1.560E-03
600	7.909E-01	0.25	38.4	-44.1	2.790E-03

Up, W

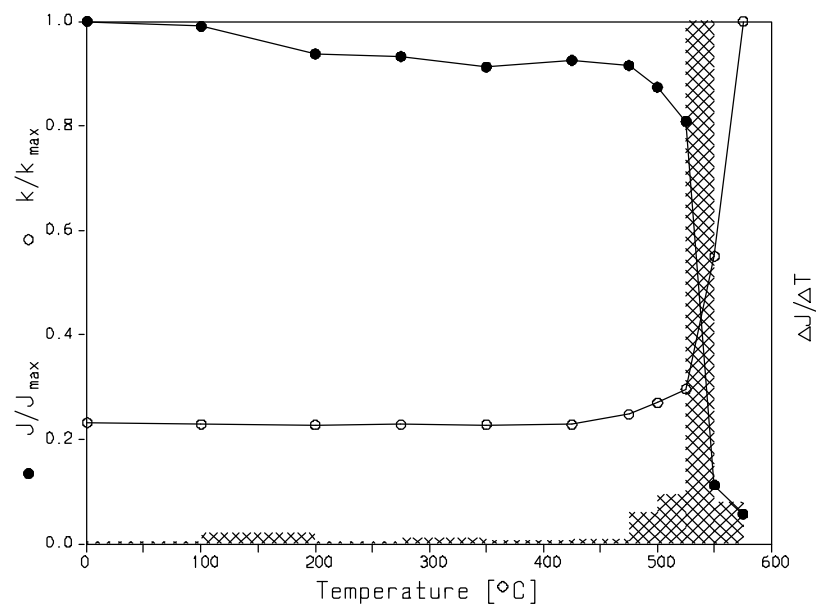
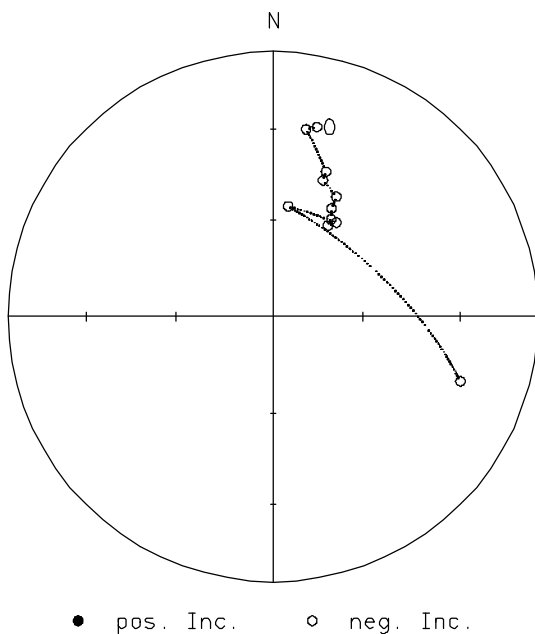
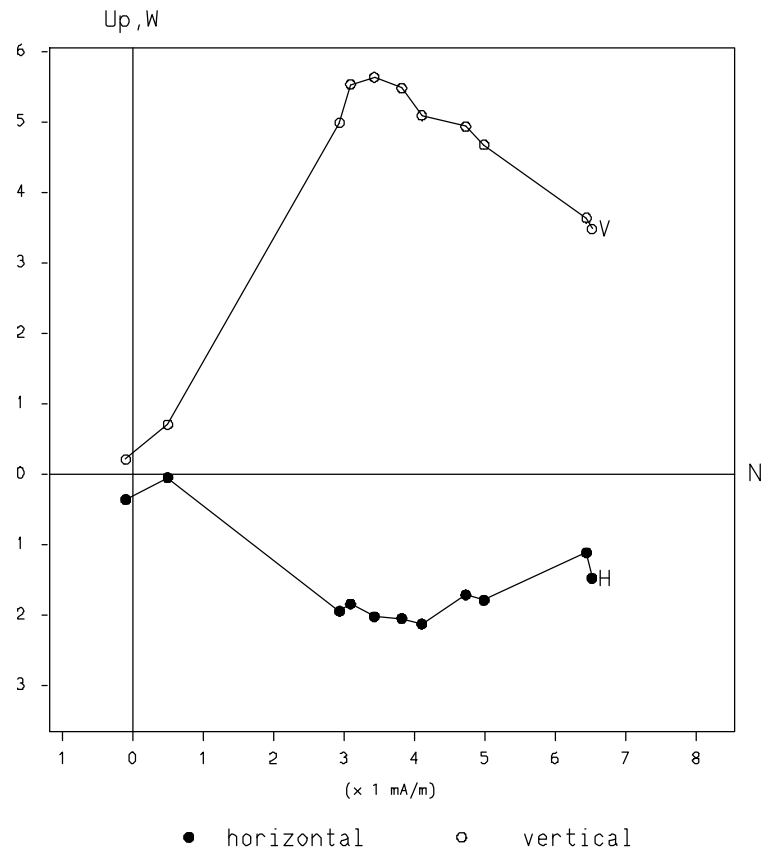


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42E-1-1

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	8.124E+00	0.04	13.0	-27.4	7.830E-04
100	8.045E+00	0.06	10.0	-29.0	7.730E-04
200	7.618E+00	0.04	20.0	-41.4	7.690E-04
275	7.577E+00	0.03	20.1	-44.4	7.720E-04
350	7.413E+00	0.06	27.7	-47.6	7.700E-04
425	7.518E+00	0.02	28.4	-51.7	7.720E-04
475	7.438E+00	0.04	30.8	-54.8	8.380E-04
500	7.101E+00	0.04	31.1	-57.0	9.120E-04
525	6.568E+00	0.03	33.9	-54.8	1.000E-03
550	9.096E-01	0.13	7.8	-55.4	1.860E-03
575	4.625E-01	0.56	109.1	-26.2	3.380E-03

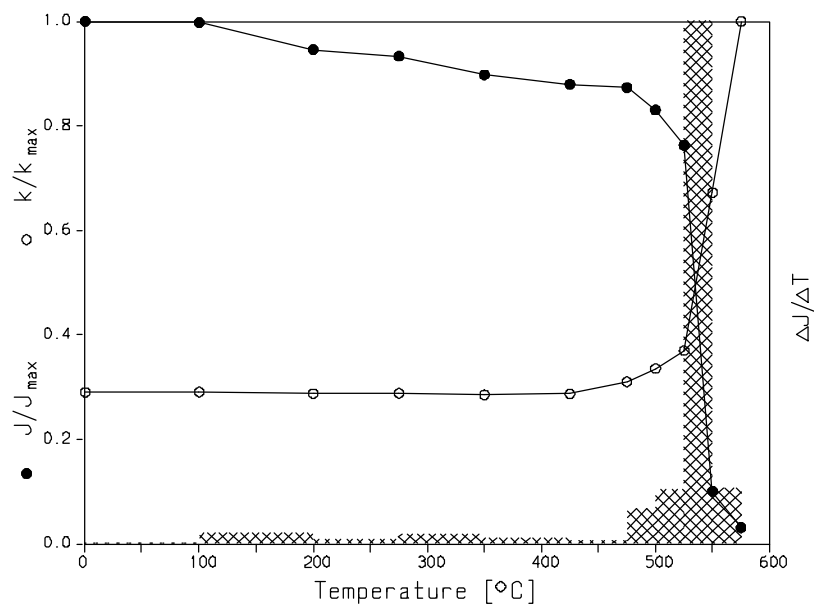
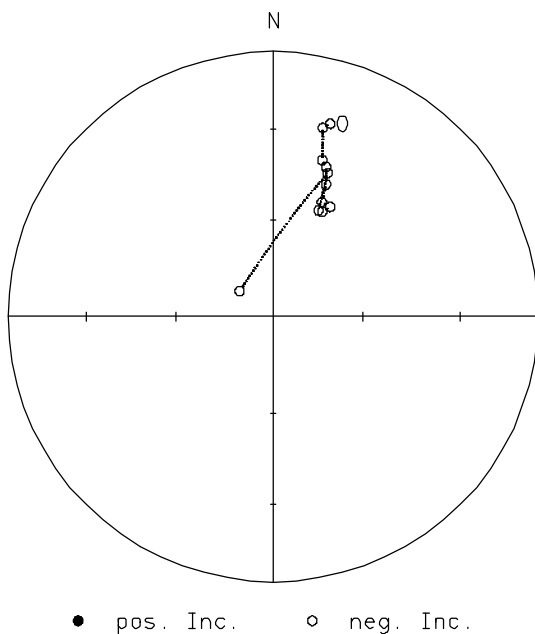
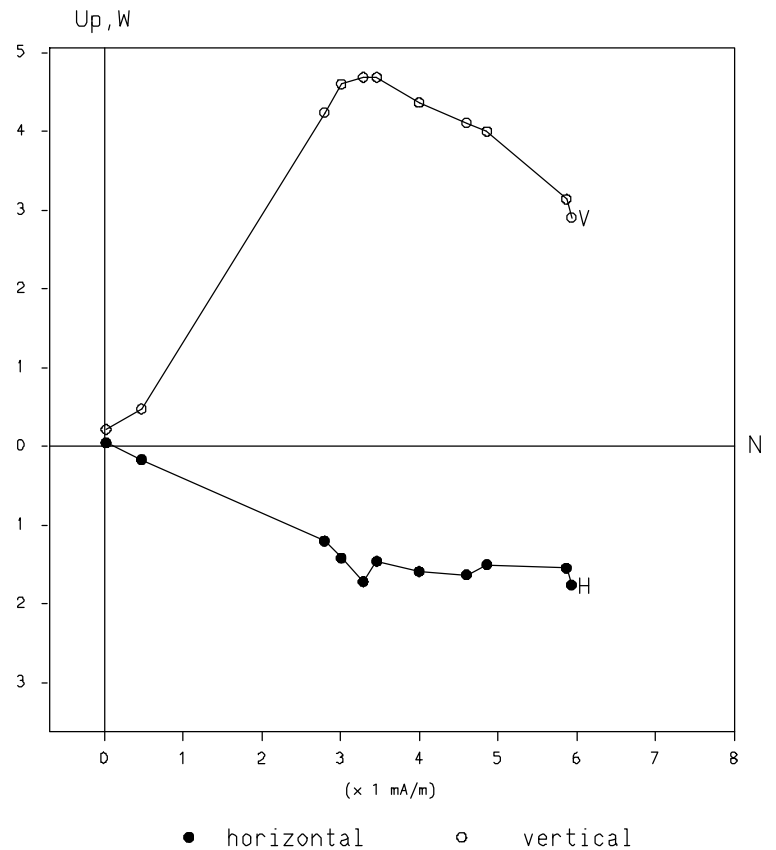


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42E-2-2

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	7.980E+00	0.07	16.5	-25.1	6.900E-04
100	7.962E+00	0.03	14.8	-27.2	6.910E-04
200	7.548E+00	0.03	17.4	-38.1	6.840E-04
275	7.447E+00	0.03	19.5	-39.9	6.860E-04
350	7.163E+00	0.06	21.8	-45.3	6.790E-04
425	7.018E+00	0.04	23.1	-51.2	6.830E-04
475	6.969E+00	0.02	27.5	-51.5	7.380E-04
500	6.626E+00	0.05	25.1	-54.0	7.980E-04
525	6.088E+00	0.04	23.1	-54.1	8.800E-04
550	8.014E-01	0.11	20.8	-41.6	1.600E-03
575	2.463E-01	0.75	307.4	-77.1	2.380E-03

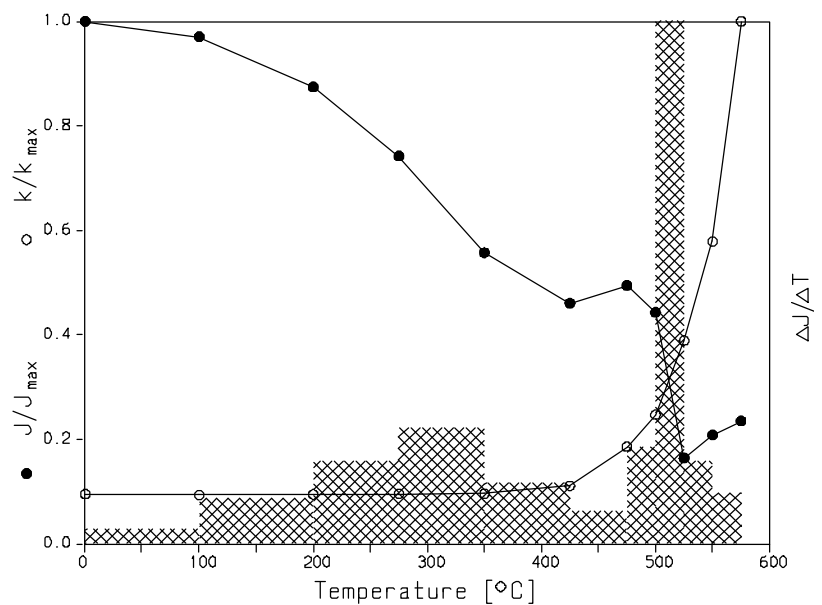
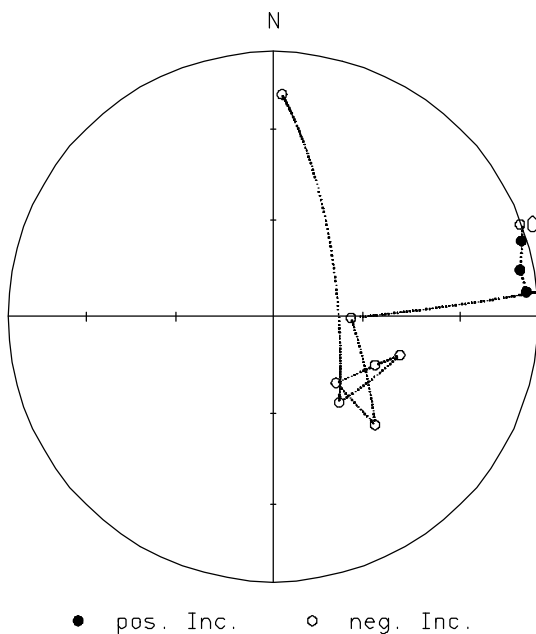
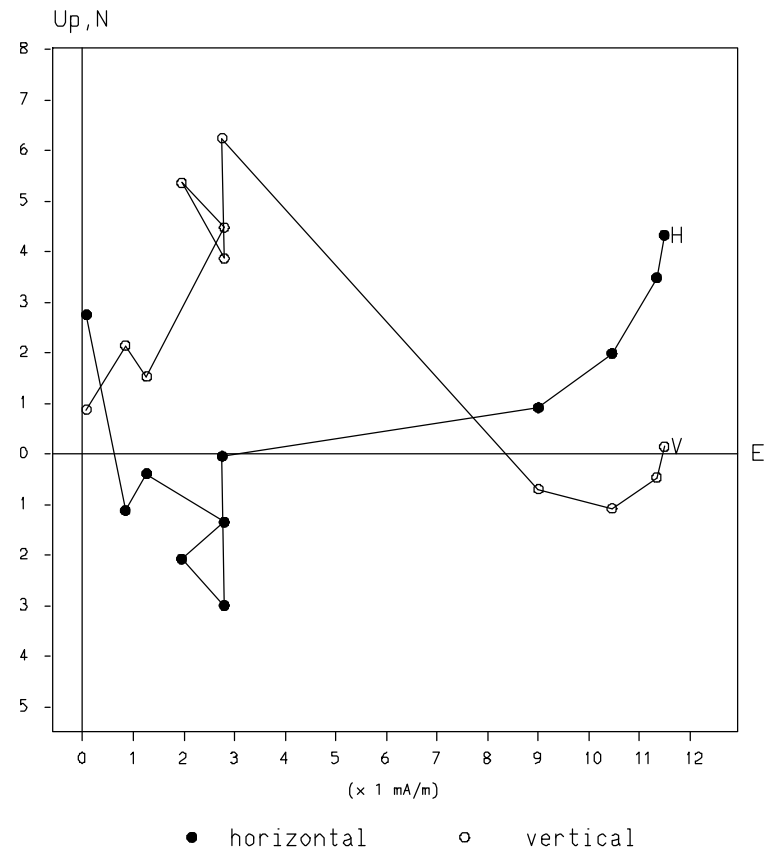


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42E-6-11

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.249E+01	0.02	69.5	-0.6	6.970E-04
100	1.212E+01	0.03	73.0	2.3	6.860E-04
200	1.092E+01	0.02	79.3	5.8	6.910E-04
275	9.269E+00	0.06	84.4	4.5	6.990E-04
350	6.960E+00	0.02	91.0	-66.0	7.010E-04
425	5.749E+00	0.06	136.7	-43.2	8.140E-04
475	6.174E+00	0.05	136.4	-61.8	1.360E-03
500	5.533E+00	0.06	115.4	-54.9	1.810E-03
525	2.051E+00	0.11	106.8	-48.6	2.850E-03
550	2.598E+00	0.09	142.4	-56.4	4.240E-03
575	2.935E+00	0.19	2.3	-17.2	7.330E-03

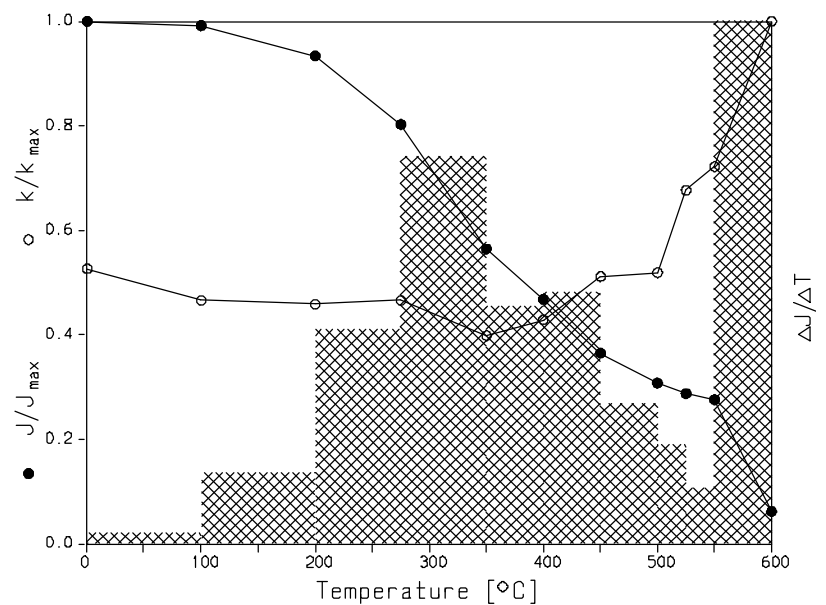
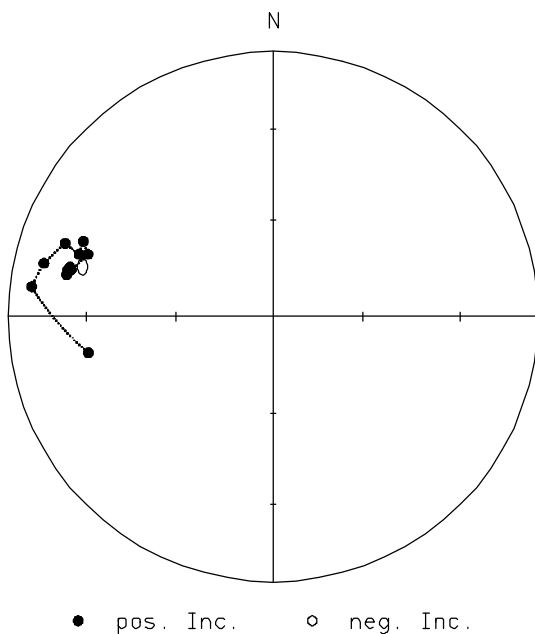
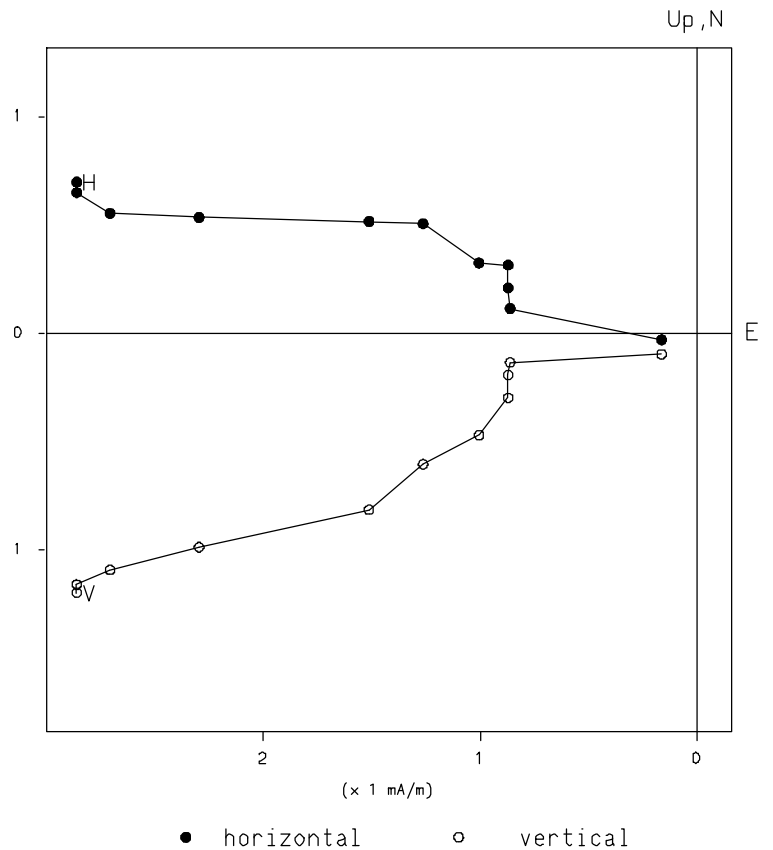


Thermische Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79C-1-1

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.038E+00	0.05	283.7	22.2	7.000E-05
100	3.013E+00	0.05	282.7	21.5	6.200E-05
200	2.837E+00	0.03	281.5	21.6	6.100E-05
275	2.438E+00	0.04	283.0	22.8	6.200E-05
350	1.715E+00	0.12	288.6	27.1	5.300E-05
400	1.421E+00	0.07	291.6	24.0	5.700E-05
450	1.108E+00	0.04	287.8	24.1	6.800E-05
500	9.343E-01	0.06	289.4	17.9	6.900E-05
525	8.732E-01	0.05	283.1	12.2	9.000E-05
550	8.386E-01	0.05	277.1	9.0	9.600E-05
600	1.885E-01	0.16	258.9	29.7	1.330E-04



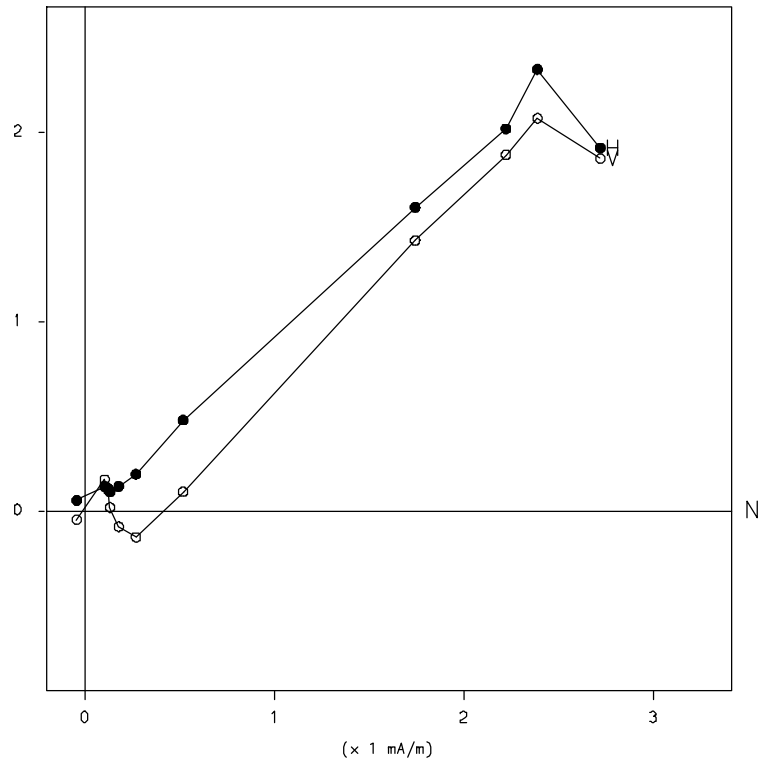
Thermische Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79C-5-7

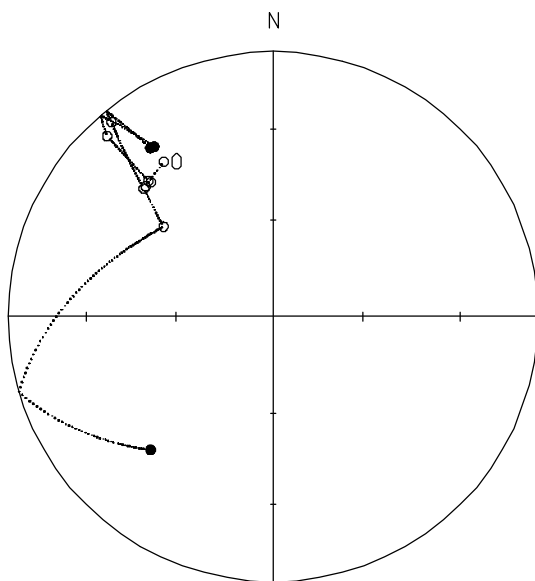
BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	4.298E+00	0.10	324.8	-29.2	8.700E-05
100	4.436E+00	0.03	315.6	-31.8	7.500E-05
200	3.998E+00	0.06	317.7	-32.0	8.100E-05
275	3.124E+00	0.01	317.4	-31.0	8.000E-05
350	8.017E-01	0.10	317.4	-8.2	8.400E-05
400	3.991E-01	0.05	325.0	22.8	8.200E-05
450	2.616E-01	0.09	323.9	22.4	8.300E-05
500	1.821E-01	0.11	320.3	-5.1	9.200E-05
525	2.264E-01	0.06	314.7	-31.9	1.320E-04
550	2.546E-01	0.07	309.4	-45.5	1.360E-04
600	9.575E-02	0.16	222.6	32.2	1.800E-04

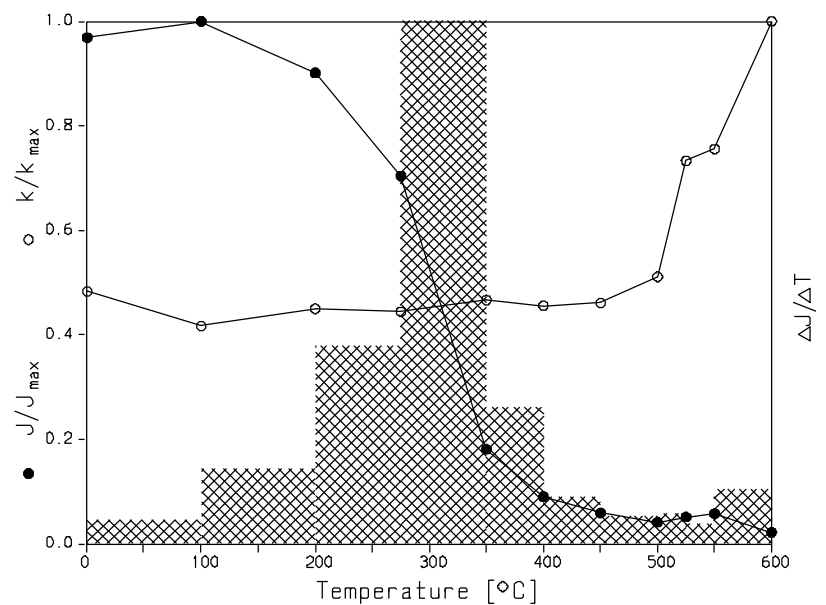
Up, W



● horizontal ○ vertical



● pos. Inc. ○ neg. Inc.

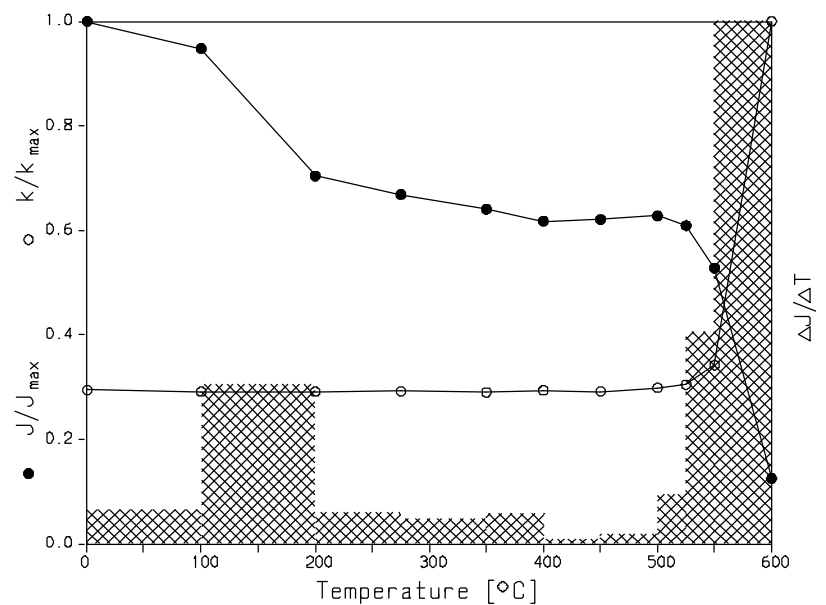
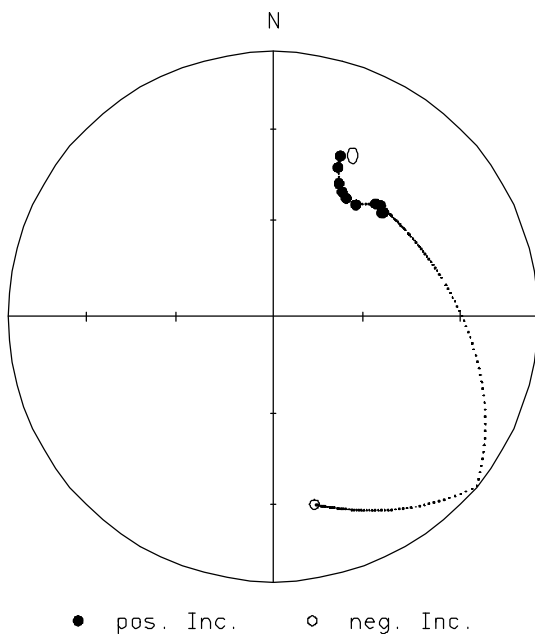
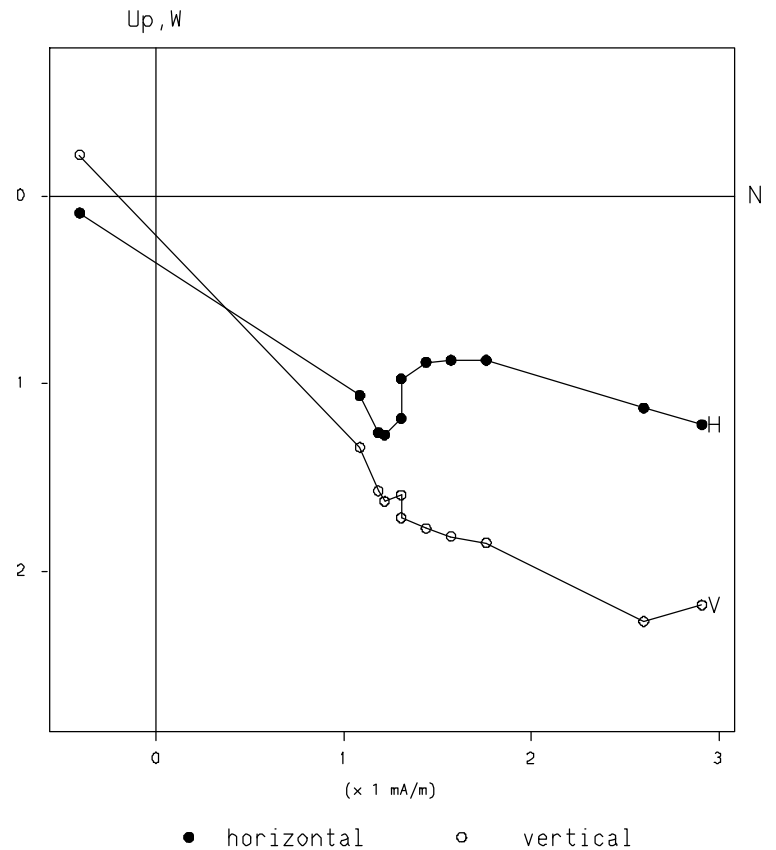


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79D-1-1

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.644E+00	0.02	22.7	34.6	9.130E-04
100	3.455E+00	0.02	23.5	38.6	9.020E-04
200	2.566E+00	0.02	26.3	43.3	9.020E-04
275	2.436E+00	0.05	29.0	45.3	9.050E-04
350	2.333E+00	0.07	31.7	46.4	8.990E-04
400	2.250E+00	0.03	36.5	46.4	9.100E-04
450	2.262E+00	0.04	42.2	42.0	9.030E-04
500	2.287E+00	0.10	46.3	42.7	9.250E-04
525	2.219E+00	0.06	46.7	42.2	9.450E-04
550	1.923E+00	0.02	44.1	41.3	1.060E-03
600	4.570E-01	0.29	167.6	-28.3	3.100E-03

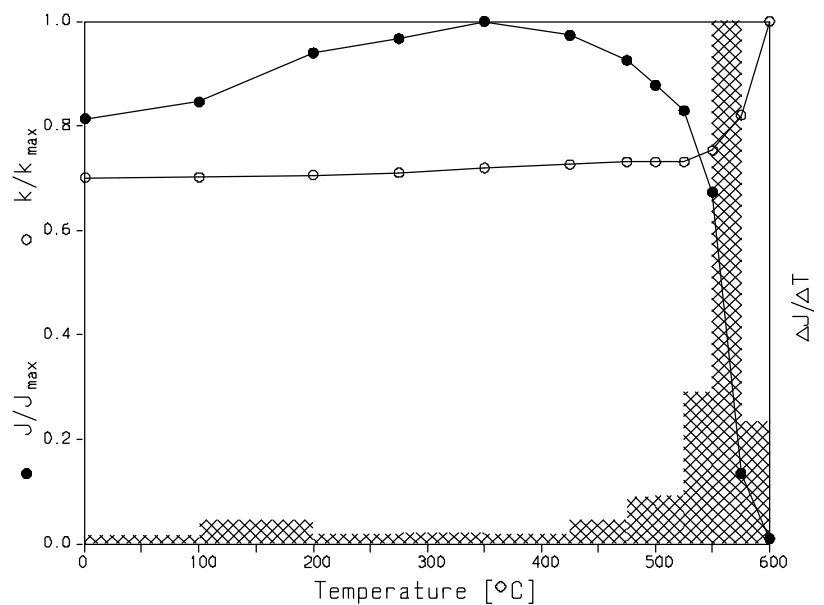
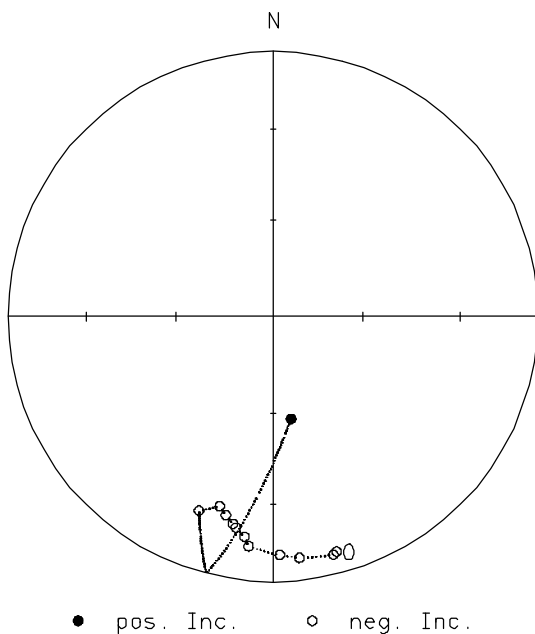
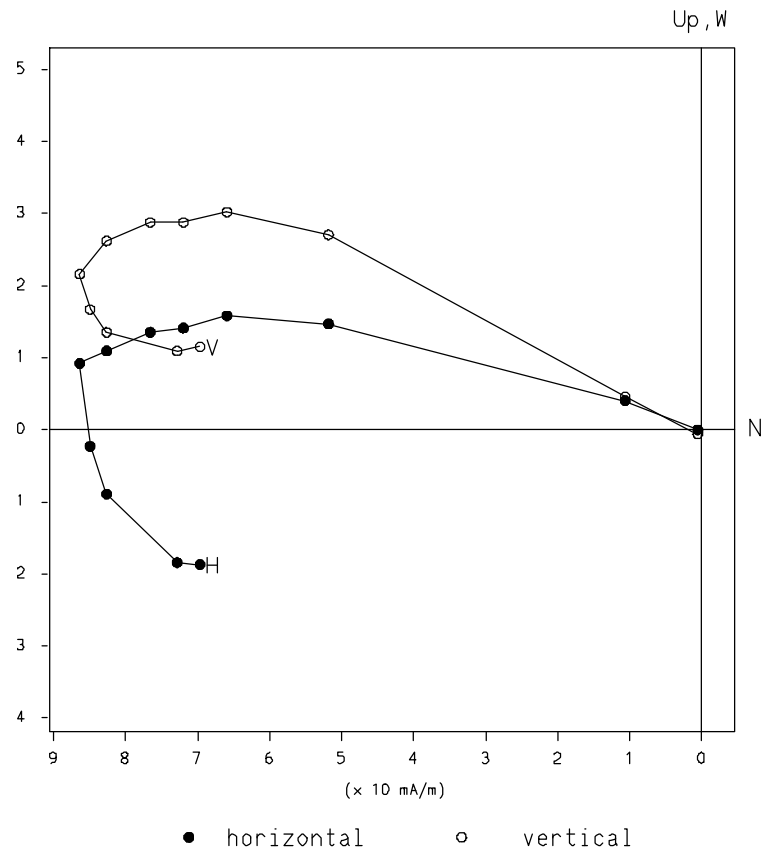


Thermische Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79D-6-10

BEDDING DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	6.927E+01	0.05	164.9	-9.0	8.340E-03
100	7.202E+01	0.04	165.8	-8.2	8.350E-03
200	8.002E+01	0.04	173.8	-9.3	8.400E-03
275	8.235E+01	0.07	178.4	-11.0	8.450E-03
350	8.515E+01	0.05	186.1	-13.9	8.560E-03
425	8.287E+01	0.07	187.5	-17.4	8.640E-03
475	7.879E+01	0.05	190.0	-20.3	8.700E-03
500	7.474E+01	0.05	191.0	-21.5	8.700E-03
525	7.060E+01	0.04	193.4	-24.1	8.700E-03
550	5.730E+01	0.02	195.8	-26.6	8.960E-03
575	1.146E+01	0.05	200.9	-22.7	9.760E-03
600	8.138E-01	0.71	170.0	57.9	1.190E-02



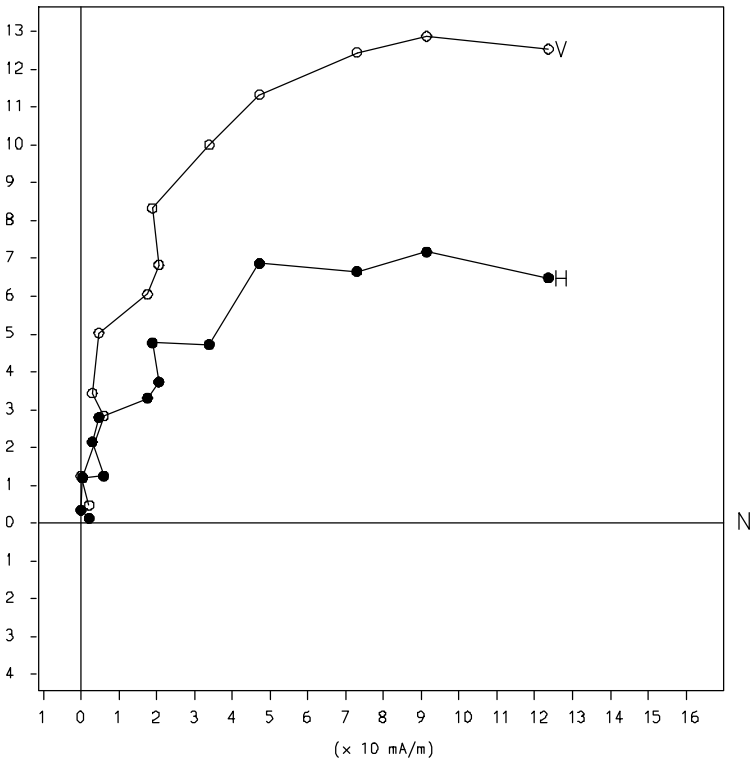
Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

1-96D-8

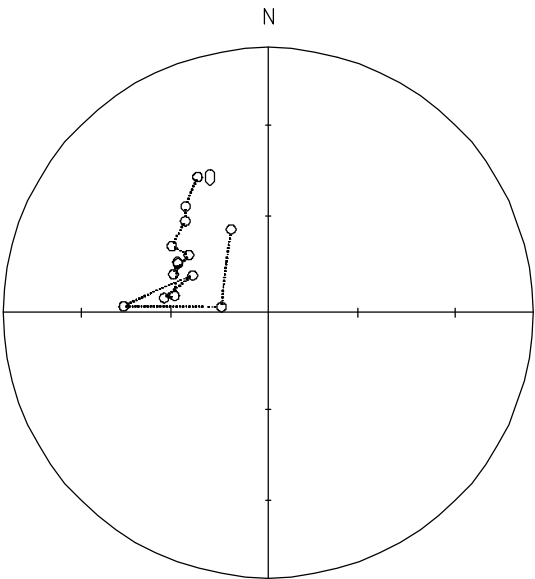
CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	2.277E+02	0.11	332.5	-41.9	-4.190E-05
50	2.109E+02	0.11	322.1	-47.9	-4.790E-05
75	1.930E+02	0.10	317.8	-51.5	-5.150E-05
100	1.705E+02	0.13	304.7	-53.6	-5.360E-05
150	1.402E+02	0.14	305.9	-59.7	-5.970E-05
200	1.188E+02	0.11	292.0	-58.4	-5.840E-05
250	9.743E+01	0.06	299.2	-57.8	-5.780E-05
300	8.627E+01	0.04	298.7	-58.2	-5.820E-05
400	6.946E+01	0.10	280.2	-60.6	-6.060E-05
500	4.899E+01	0.12	278.0	-57.5	-5.750E-05
600	3.803E+01	0.09	296.3	-64.0	-6.400E-05
800	2.019E+01	0.11	272.5	-44.6	-4.460E-05
1000	1.560E+01	0.08	277.0	-75.6	-7.560E-05
1200	6.055E+00	0.08	336.1	-61.8	-6.180E-05

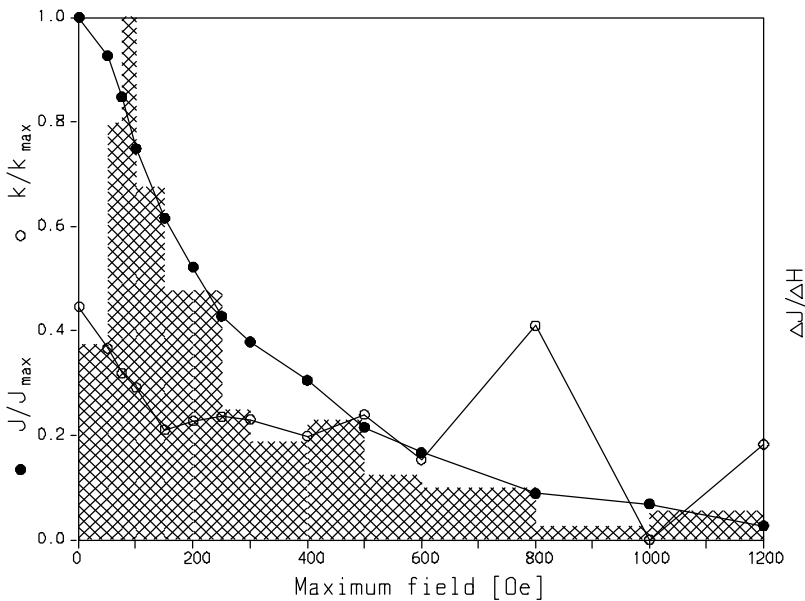
Up, W



● horizontal ○ vertical



● pos. Incl. ○ neg. Incl.

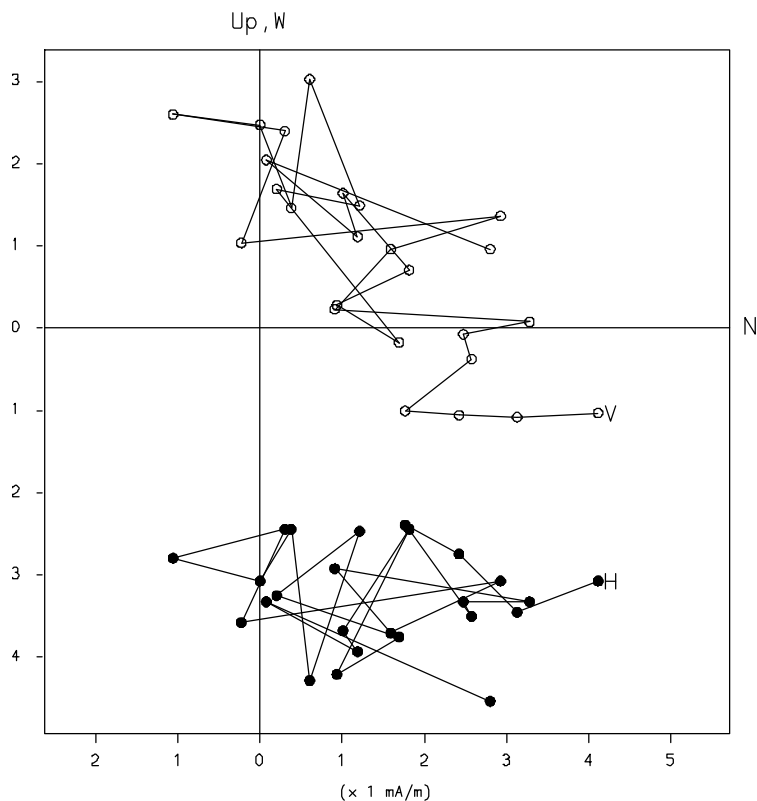


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

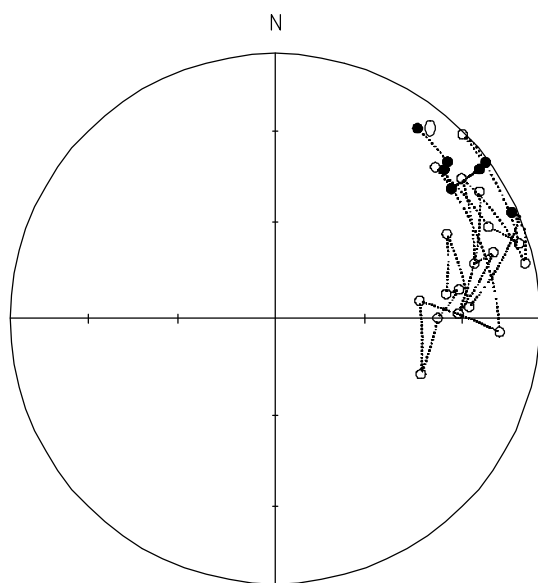
46C-3-5

CORE DATA

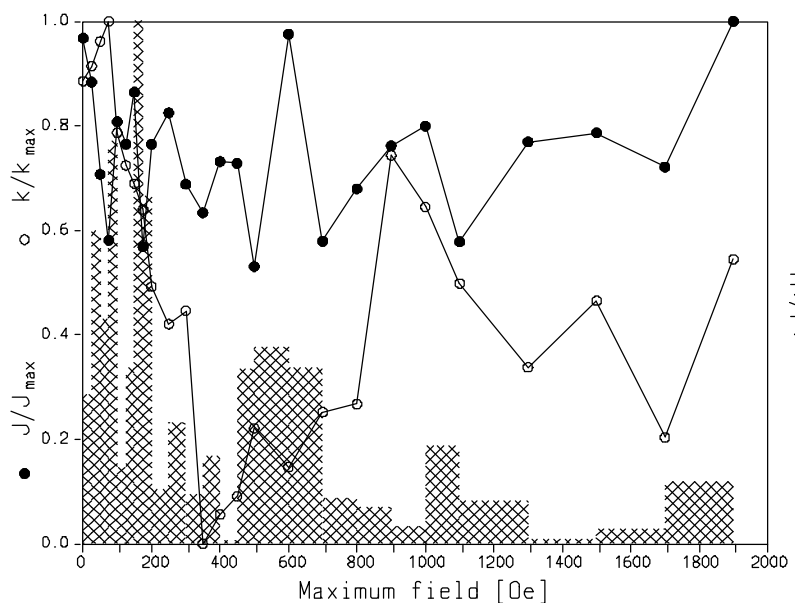
Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	4.988E+00	0.11	36.8	11.3	1.130E-05
25	4.555E+00	0.13	47.7	13.1	1.310E-05
50	3.645E+00	0.05	48.6	16.1	1.610E-05
75	2.993E+00	0.04	53.6	18.5	1.850E-05
100	4.164E+00	0.06	53.8	5.1	5.100E-06
125	3.943E+00	0.07	53.4	1.2	1.200E-06
150	4.455E+00	0.05	45.5	-1.0	-1.000E-06
175	2.931E+00	0.05	72.9	-4.1	-4.100E-06
200	3.942E+00	0.03	66.7	-13.4	-1.340E-05
250	4.252E+00	0.09	46.6	-17.9	-1.790E-05
300	3.546E+00	0.05	93.4	-16.3	-1.630E-05
350	3.265E+00	0.02	83.0	-44.3	-4.430E-05
400	3.770E+00	0.04	110.8	-40.8	-4.080E-05
450	3.754E+00	0.03	89.8	-38.6	-3.860E-05
500	2.736E+00	0.04	81.0	-30.4	-3.040E-05
600	5.028E+00	0.04	81.8	-35.1	-3.510E-05
700	2.985E+00	0.01	63.7	-28.5	-2.850E-05
800	3.502E+00	0.04	86.5	-27.5	-2.750E-05
900	3.925E+00	0.06	65.8	2.4	2.400E-06
1000	4.121E+00	0.06	77.5	-3.8	-3.800E-06
1100	2.979E+00	0.06	53.1	-13.0	-1.300E-05
1300	3.965E+00	0.01	74.5	-23.1	-2.310E-05
1500	4.053E+00	0.05	73.1	-15.1	-1.510E-05
1700	3.717E+00	0.03	88.4	-31.5	-3.150E-05
1900	5.154E+00	0.06	58.1	-10.1	-1.010E-05



● horizontal ○ vertical



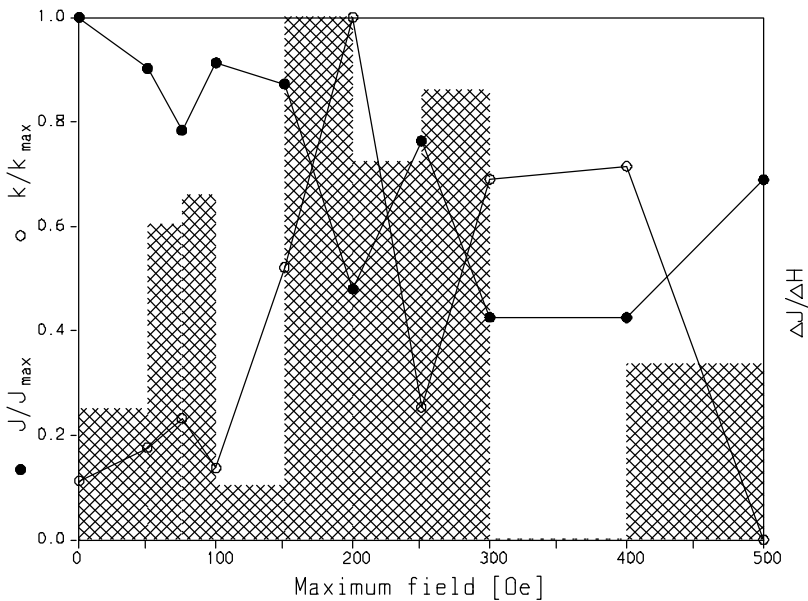
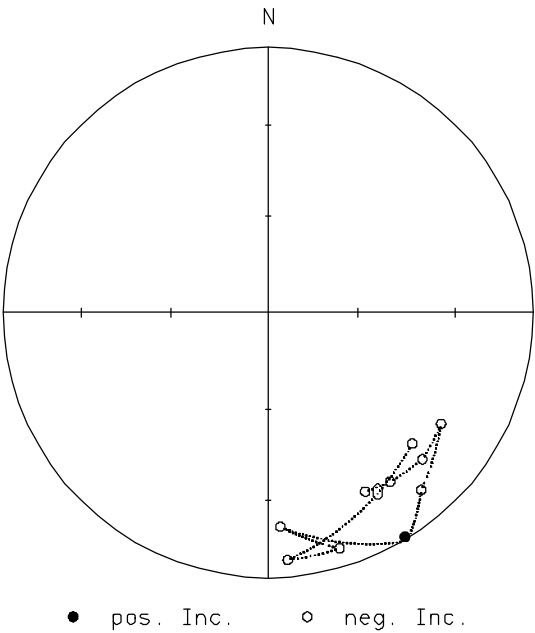
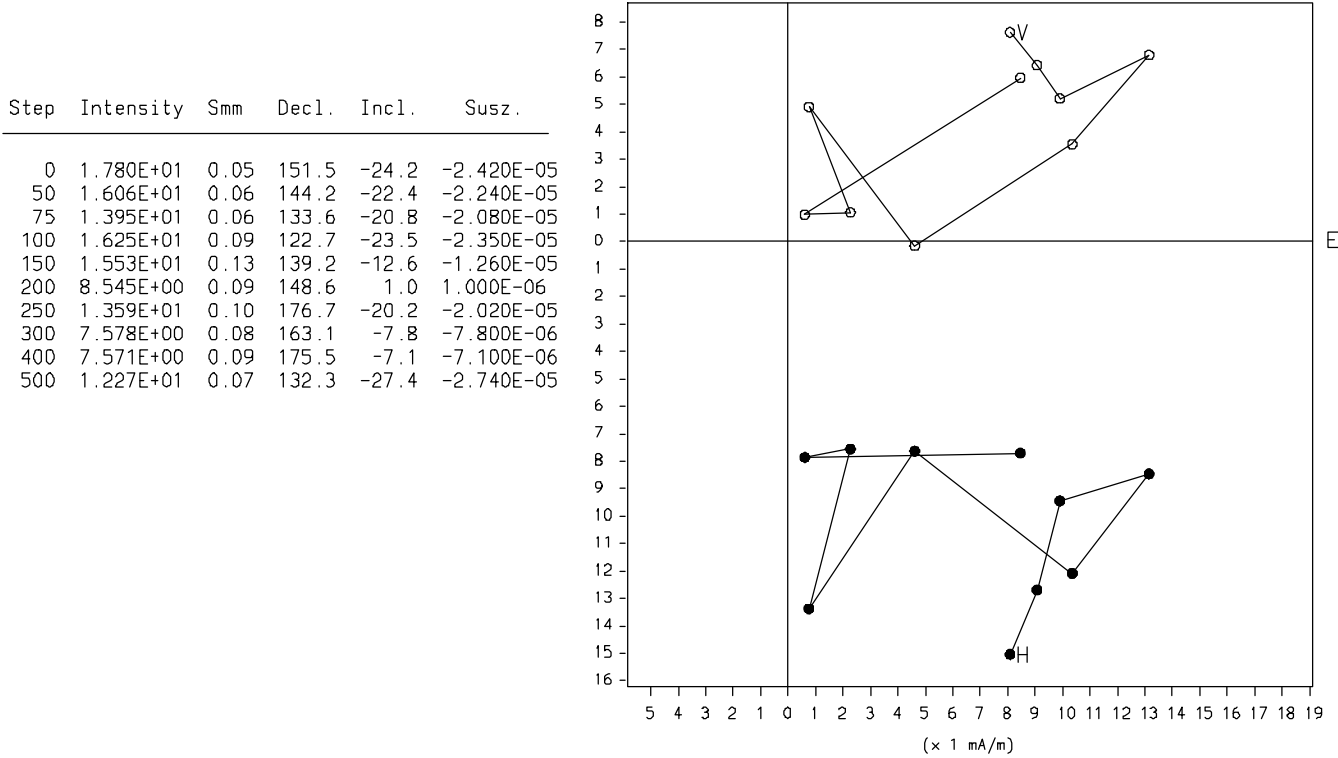
● pos. Inc. ○ neg. Inc.



Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

205B4-6

CORE DATA

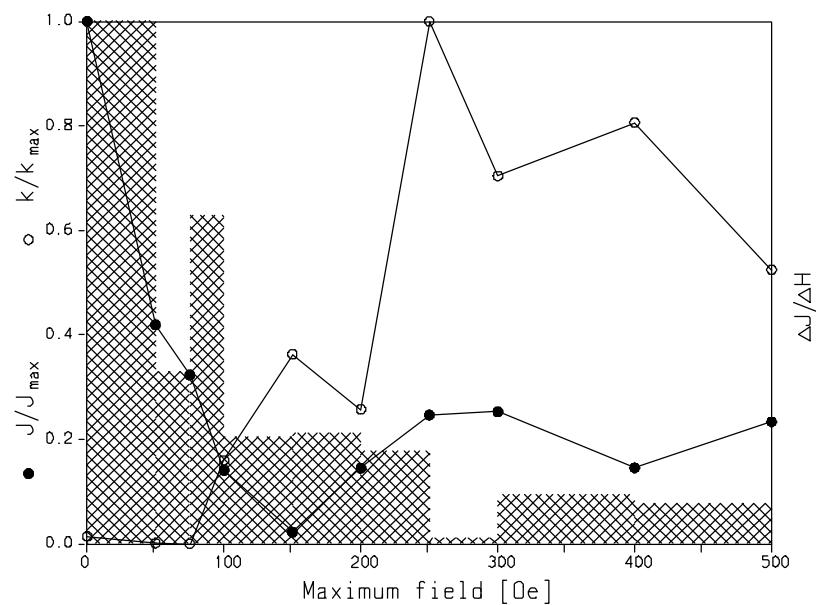
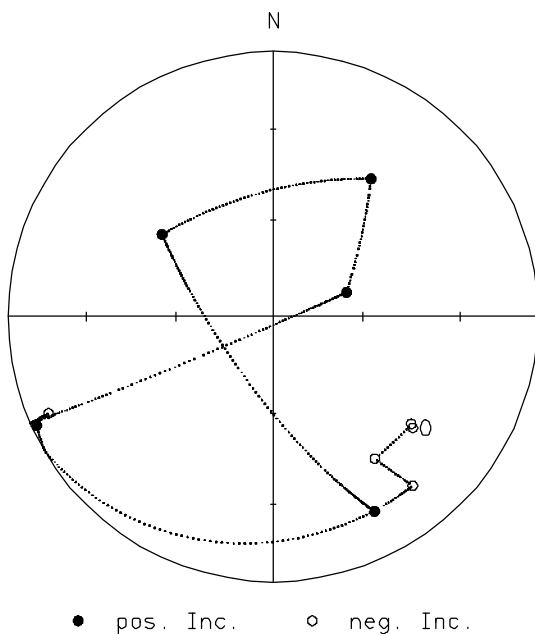
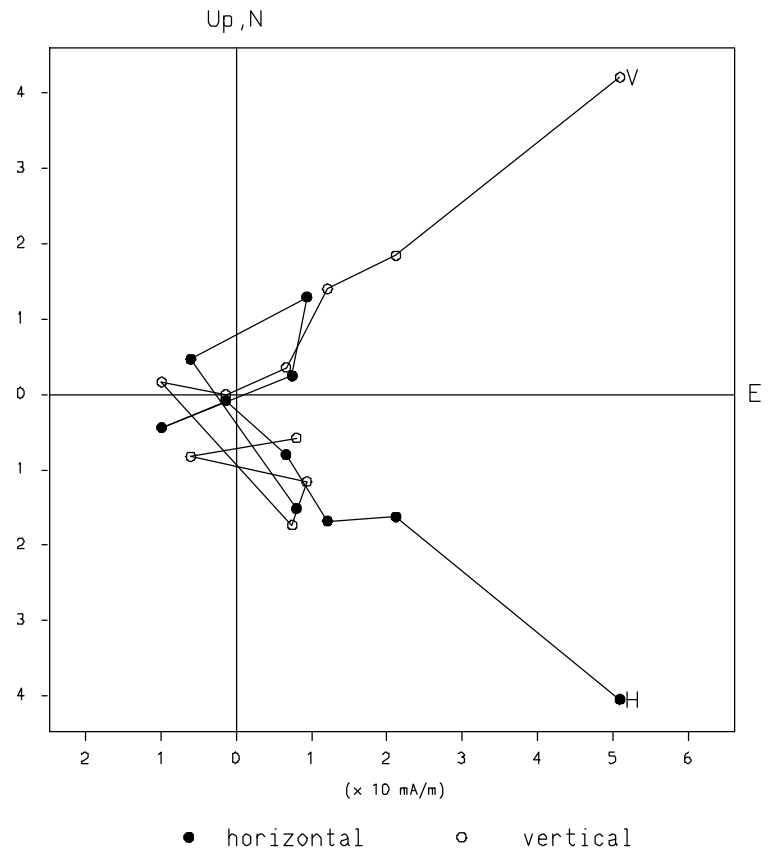


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

59F1-2

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	7.364E+01	0.07	128.5	-33.1	-3.310E-05
50	3.084E+01	0.06	127.8	-34.4	-3.440E-05
75	2.379E+01	0.06	144.4	-34.5	-3.450E-05
100	1.036E+01	0.14	140.4	-18.4	-1.840E-05
150	1.637E+00	0.05	245.3	2.0	2.000E-06
200	1.066E+01	0.13	246.7	-8.6	-8.600E-06
250	1.816E+01	0.02	71.7	66.2	6.620E-05
300	1.860E+01	0.07	35.4	36.4	3.640E-05
400	1.072E+01	0.11	306.5	46.7	4.670E-05
500	1.721E+01	0.11	152.5	18.3	1.830E-05

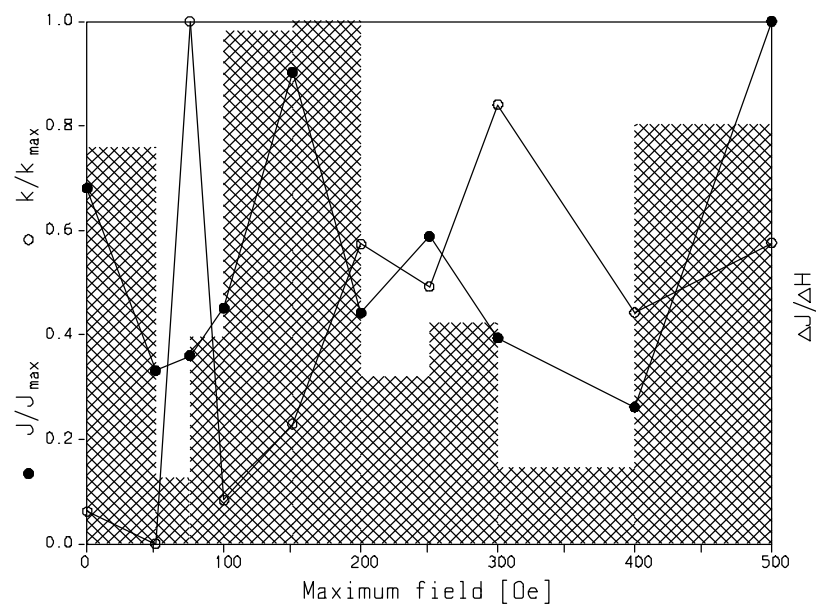
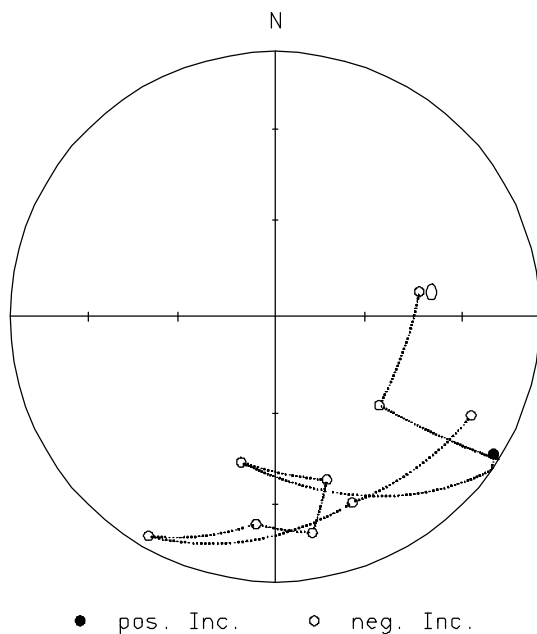
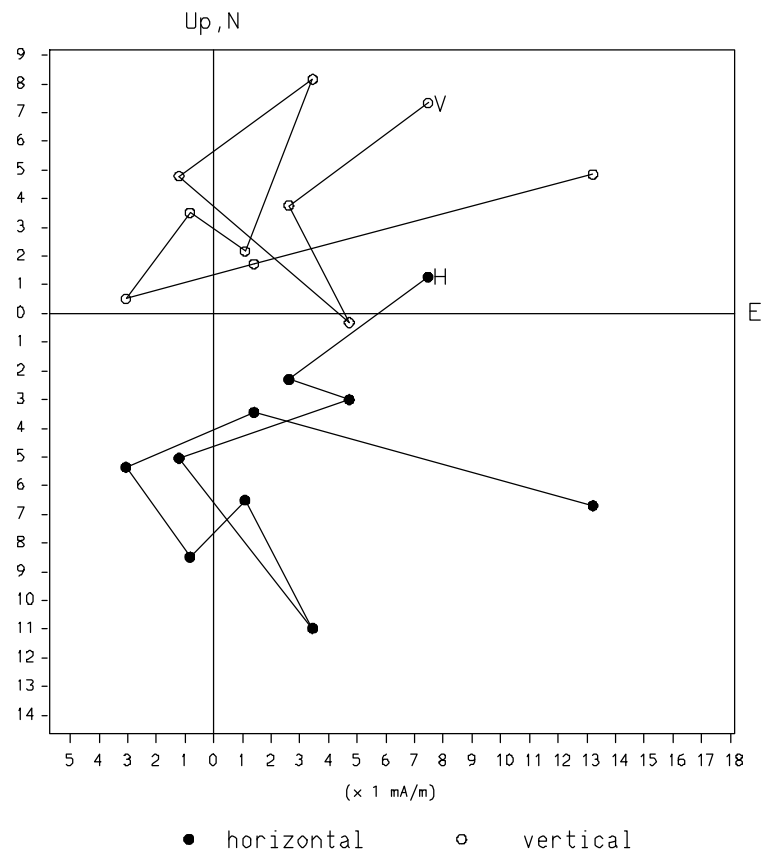


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

59B2-3

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.146E+01	0.15	80.2	-44.1	-4.410E-05
50	5.580E+00	0.12	130.5	-47.2	-4.720E-05
75	6.065E+00	0.09	122.2	3.0	3.000E-06
100	7.599E+00	0.06	193.2	-43.0	-4.300E-05
150	1.520E+01	0.12	162.4	-35.7	-3.570E-05
200	7.439E+00	0.11	170.2	-18.4	-1.840E-05
250	9.907E+00	0.09	185.3	-22.5	-2.250E-05
300	6.633E+00	0.16	210.0	-5.0	-5.000E-06
400	4.402E+00	0.16	157.5	-25.0	-2.500E-05
500	1.684E+01	0.12	116.8	-18.3	-1.830E-05

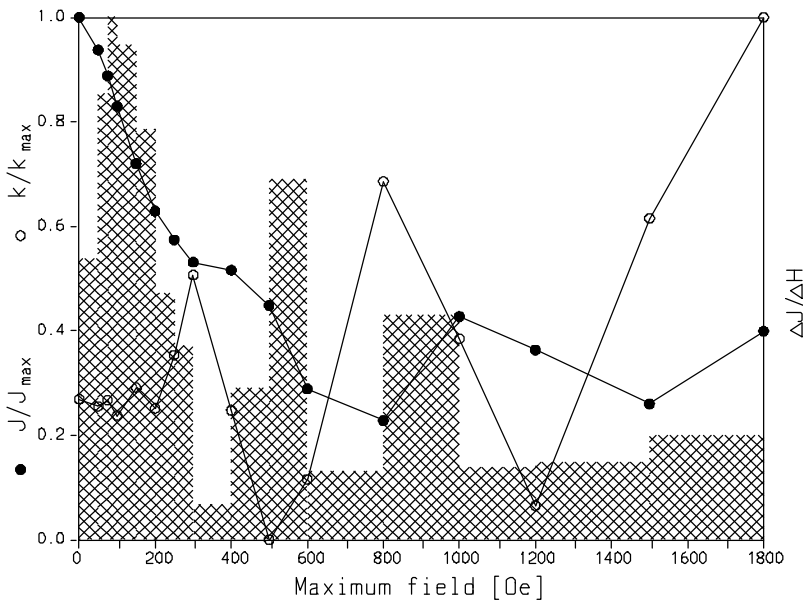
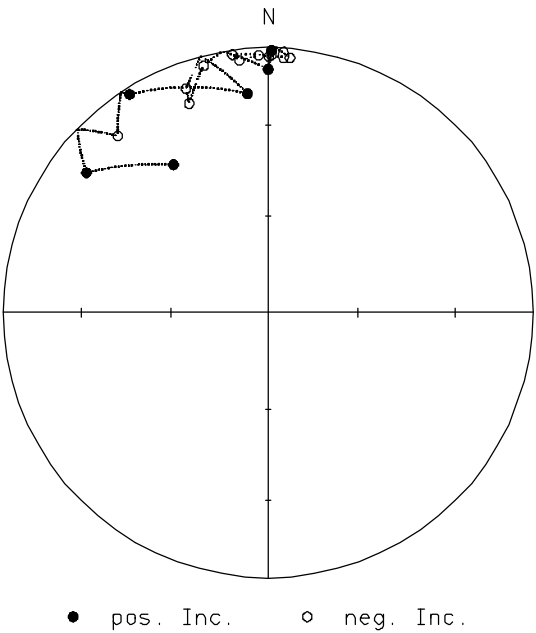
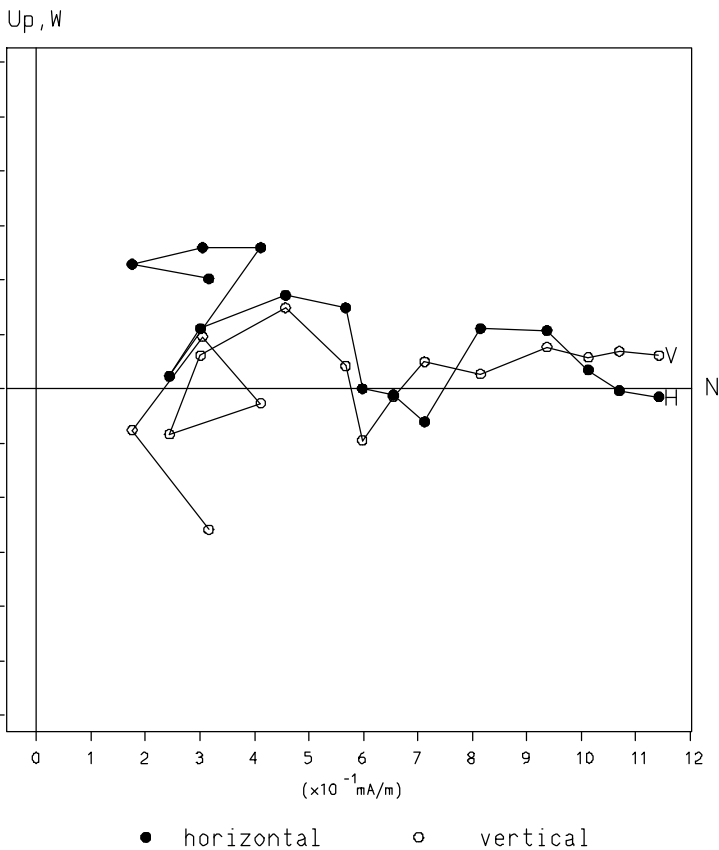


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

163B1-1

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.090E+00	0.06	0.7	-3.1	-3.100E-06
50	1.022E+00	0.06	0.2	-3.8	-3.800E-06
75	9.680E-01	0.12	357.9	-3.2	-3.200E-06
100	9.047E-01	0.06	353.5	-4.7	-4.700E-06
150	7.850E-01	0.15	352.1	-2.0	-2.000E-06
200	6.856E-01	0.05	4.9	-4.0	-4.000E-06
250	6.259E-01	0.07	0.8	1.2	1.200E-06
300	5.790E-01	0.10	360.0	9.0	9.000E-06
400	5.623E-01	0.08	345.3	-4.2	-4.200E-06
500	4.888E-01	0.05	339.3	-16.8	-1.680E-05
600	3.146E-01	0.04	339.9	-10.9	-1.090E-05
800	2.486E-01	0.07	354.6	18.1	1.810E-05
1000	4.659E-01	0.09	327.6	2.8	2.800E-06
1200	3.960E-01	0.05	319.6	-13.5	-1.350E-05
1500	2.836E-01	0.06	307.6	14.5	1.450E-05
1800	4.351E-01	0.08	327.4	34.1	3.410E-05

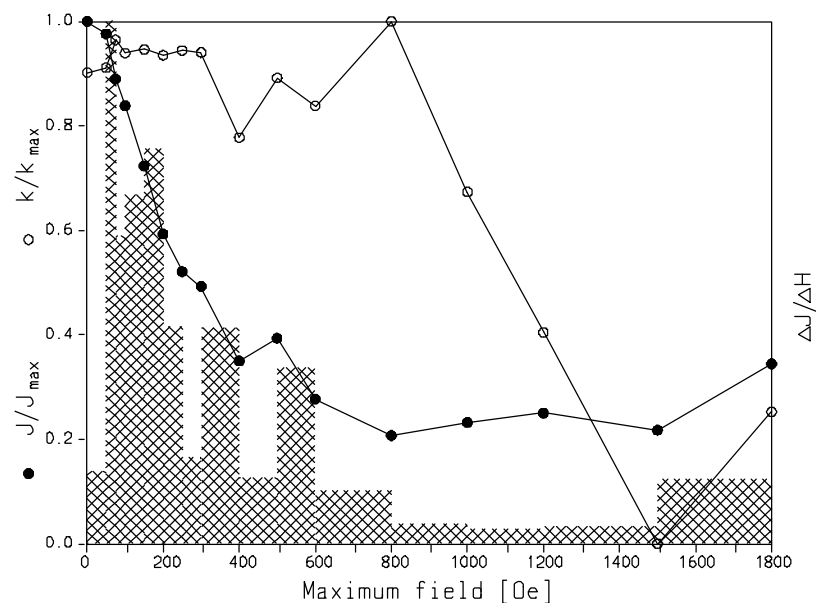
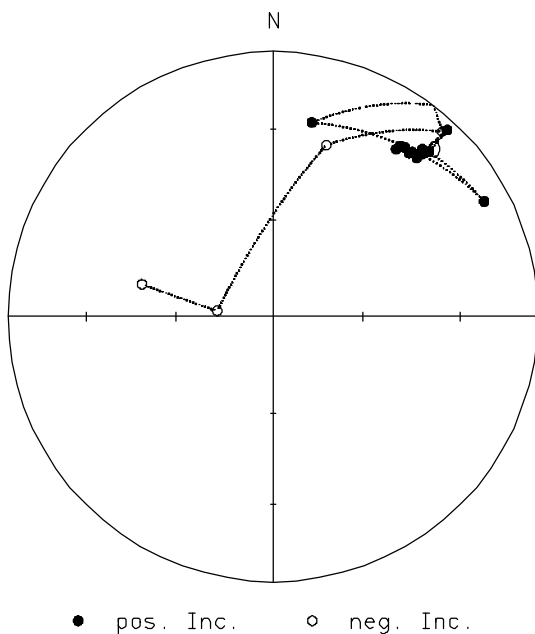
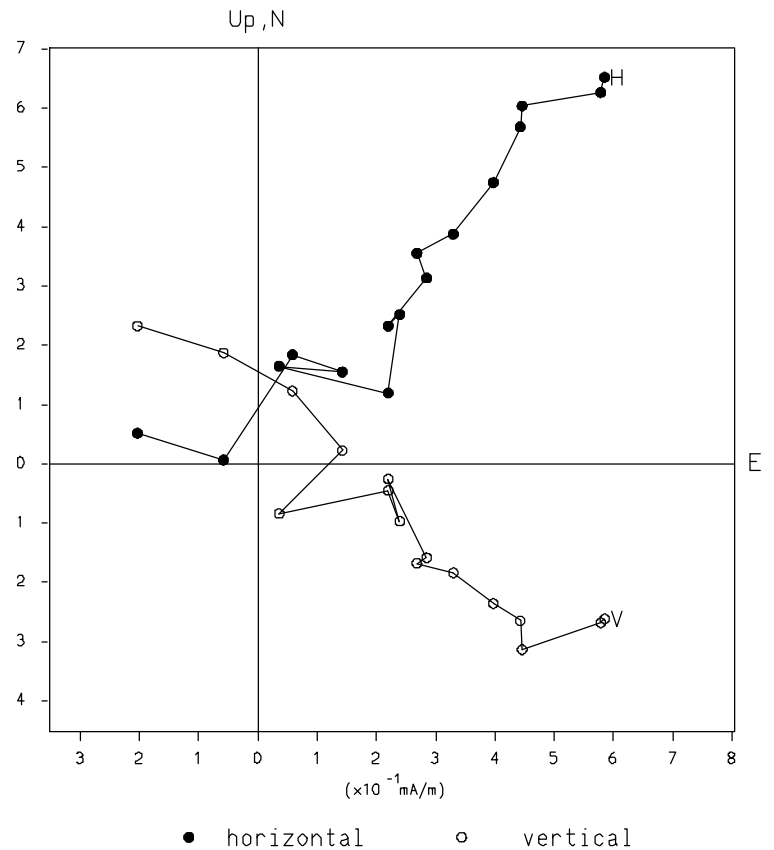


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

163B6-11

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	9.440E-01	0.04	41.7	16.5	1.650E-05
50	9.215E-01	0.07	42.7	17.4	1.740E-05
75	8.398E-01	0.04	36.3	22.7	2.270E-05
100	7.917E-01	0.06	37.8	20.2	2.020E-05
150	6.829E-01	0.05	39.8	20.9	2.090E-05
200	5.595E-01	0.06	40.2	19.8	1.980E-05
250	4.917E-01	0.06	36.8	20.7	2.070E-05
300	4.650E-01	0.07	42.1	20.3	2.030E-05
400	3.303E-01	0.08	43.0	4.2	4.200E-06
500	3.714E-01	0.07	43.4	15.5	1.550E-05
600	2.613E-01	0.07	61.4	10.2	1.020E-05
800	1.954E-01	0.04	11.3	26.2	2.620E-05
1000	2.191E-01	0.07	42.4	-6.1	-6.100E-06
1200	2.361E-01	0.06	17.2	-32.7	-3.270E-05
1500	2.051E-01	0.05	276.0	-72.7	-7.270E-05
1800	3.251E-01	0.05	283.9	-47.7	-4.770E-05

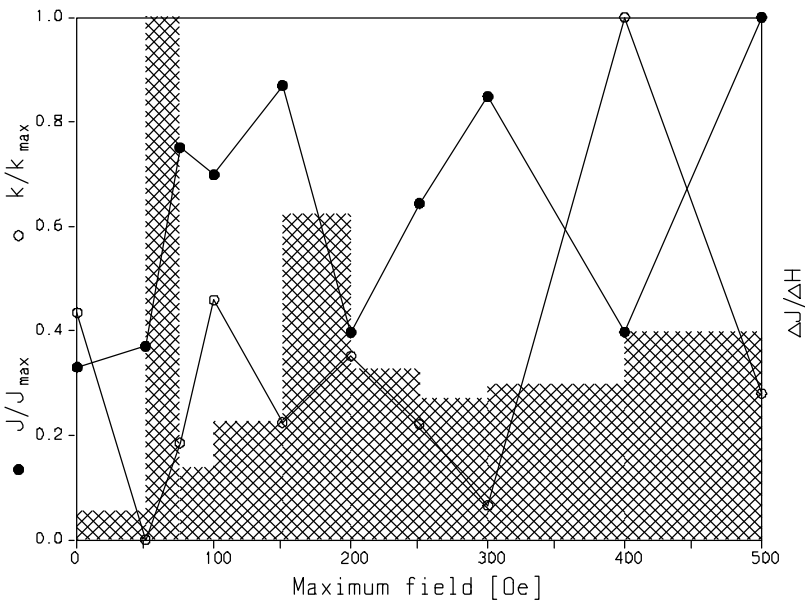
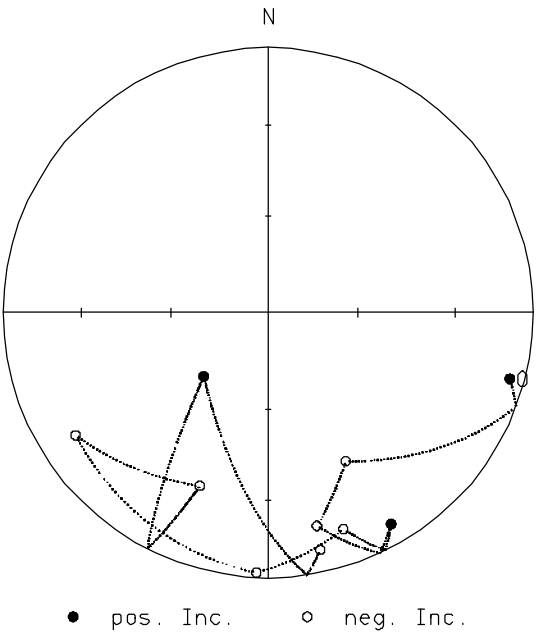
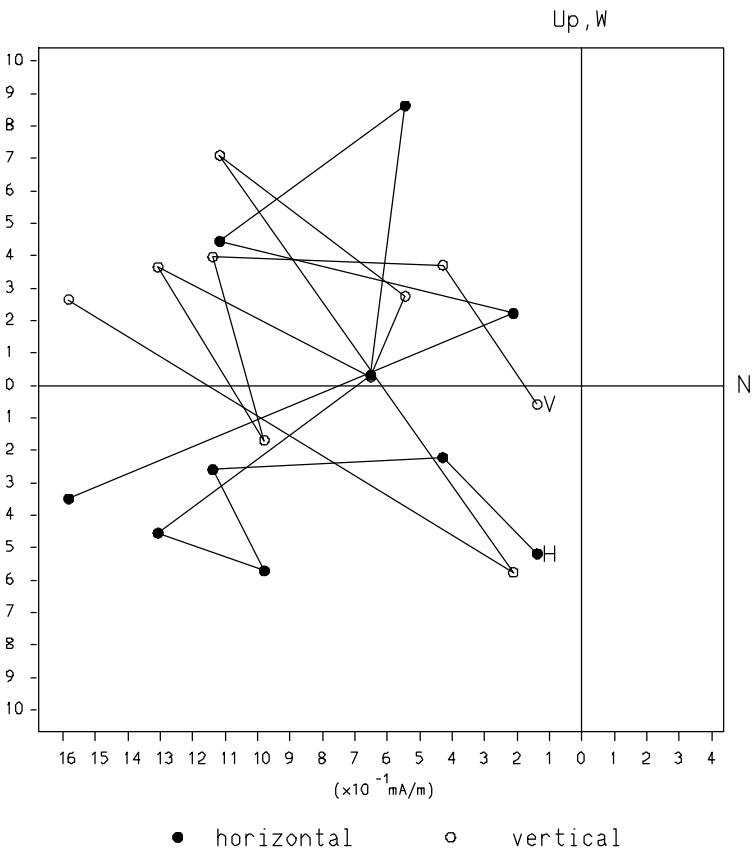


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

171B6-12

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	6.244E-01	0.11	105.3	6.1	6.100E-06
50	7.010E-01	0.11	152.4	-36.9	-3.690E-05
75	1.420E+00	0.05	167.1	-18.6	-1.860E-05
100	1.322E+00	0.04	149.8	8.5	8.500E-06
150	1.645E+00	0.06	160.8	-14.7	-1.470E-05
200	7.505E-01	0.04	182.6	-2.1	-2.100E-06
250	1.218E+00	0.03	237.5	-15.0	-1.500E-05
300	1.605E+00	0.10	201.5	-30.4	-3.040E-05
400	7.529E-01	0.11	225.3	62.0	6.200E-05
500	1.892E+00	0.04	167.6	-9.2	-9.200E-06

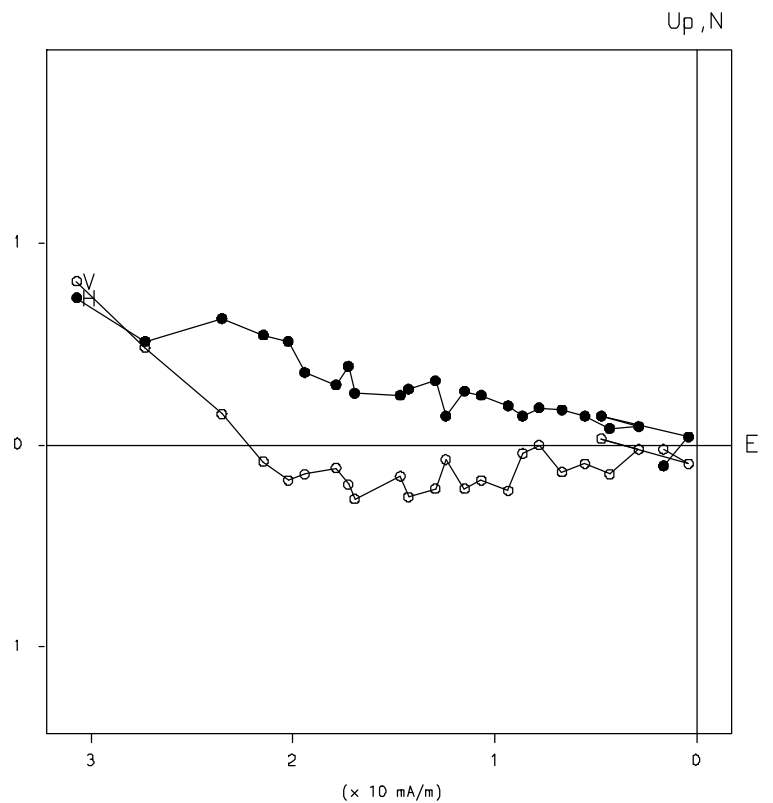


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

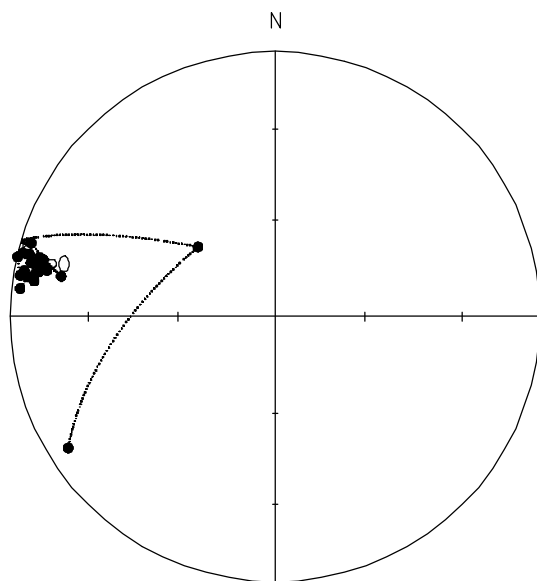
187A6

CORE DATA

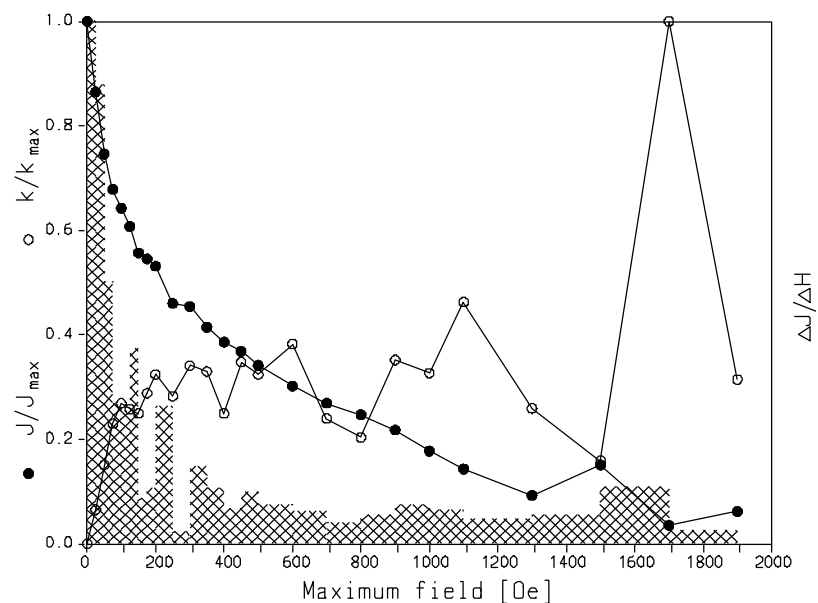
Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.112E+01	0.05	283.3	-14.4	-1.440E-05
25	2.691E+01	0.05	280.6	-9.7	-9.700E-06
50	2.322E+01	0.03	284.9	-3.5	-3.500E-06
75	2.111E+01	0.02	284.2	2.2	2.200E-06
100	1.999E+01	0.06	284.2	5.0	5.000E-06
125	1.890E+01	0.09	280.4	4.2	4.200E-06
150	1.733E+01	0.08	279.4	3.6	3.600E-06
175	1.697E+01	0.07	282.5	6.4	6.400E-06
200	1.653E+01	0.07	278.4	9.0	9.000E-06
250	1.432E+01	0.08	279.2	6.0	6.000E-06
300	1.413E+01	0.07	280.7	10.2	1.020E-05
350	1.290E+01	0.06	283.7	9.4	9.400E-06
400	1.201E+01	0.07	276.3	3.6	3.600E-06
450	1.146E+01	0.06	283.1	10.7	1.070E-05
500	1.063E+01	0.05	282.7	9.0	9.000E-06
600	9.398E+00	0.03	281.5	13.2	1.320E-05
700	8.365E+00	0.05	279.2	2.9	2.900E-06
800	7.686E+00	0.05	283.1	0.3	3.000E-07
900	6.768E+00	0.06	283.8	11.0	1.100E-05
1000	5.521E+00	0.09	284.1	9.2	9.200E-06
1100	4.456E+00	0.05	280.7	19.0	1.900E-05
1300	2.880E+00	0.05	286.8	4.3	4.300E-06
1500	4.692E+00	0.06	286.1	-2.9	-2.900E-06
1700	1.094E+00	0.10	312.2	57.8	5.780E-05
1900	1.925E+00	0.01	237.6	8.3	8.300E-06



● horizontal ○ vertical



● pos. Incl. ○ neg. Incl.

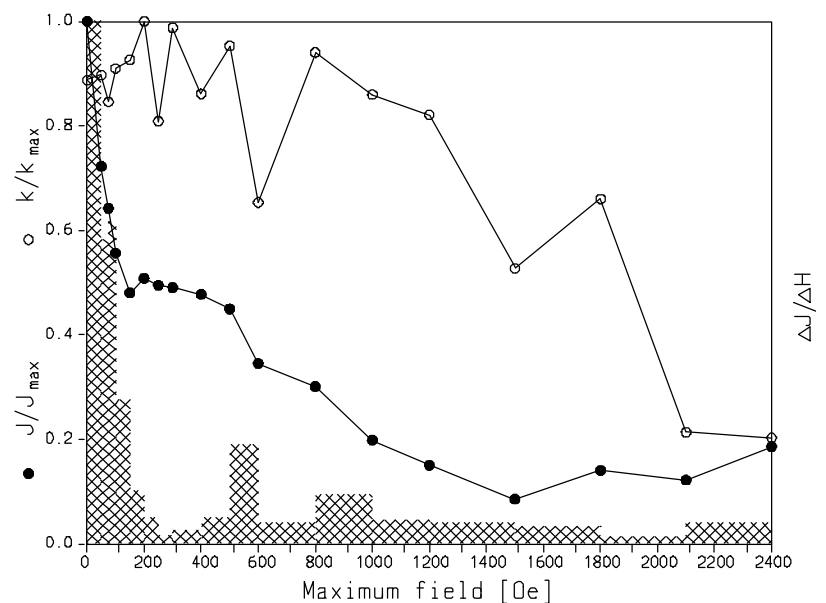
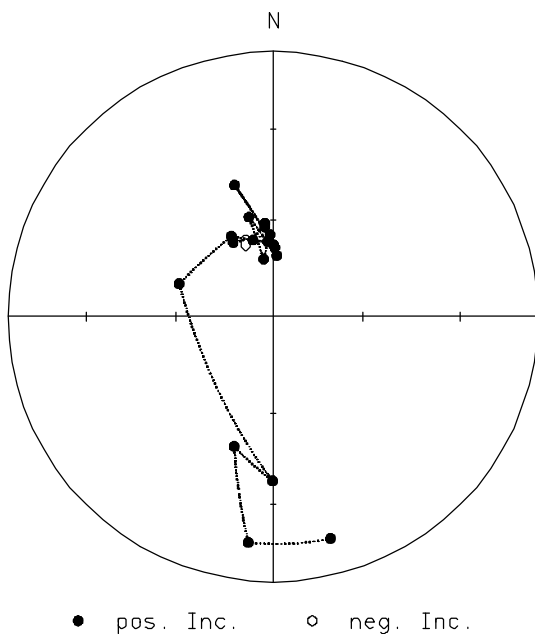
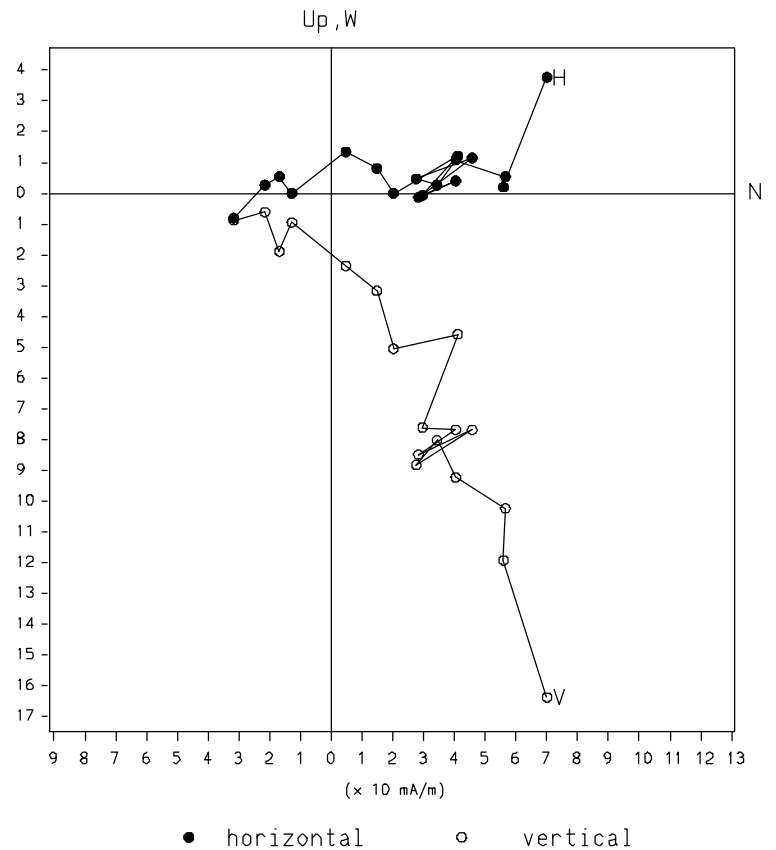


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

49B2-4

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.737E+02	0.17	331.7	64.0	6.400E-05
50	1.255E+02	0.08	357.9	64.7	6.470E-05
75	1.115E+02	0.08	354.9	61.0	6.100E-05
100	9.666E+01	0.17	345.1	65.6	6.560E-05
150	8.340E+01	0.20	355.9	66.8	6.680E-05
200	8.824E+01	0.17	350.6	72.1	7.210E-05
250	8.592E+01	0.10	346.3	58.3	5.830E-05
300	8.520E+01	0.17	35	71.2	7.120E-05
400	8.290E+01	0.07	354.5	62.1	6.210E-05
500	7.809E+01	0.13	1.4	68.7	6.870E-05
600	5.992E+01	0.08	343.6	47.1	4.710E-05
800	5.226E+01	0.14	0.2	67.8	6.780E-05
1000	3.442E+01	0.10	332.5	62.0	6.200E-05
1200	2.610E+01	0.12	289.3	59.2	5.920E-05
1500	1.481E+01	0.05	180.2	38.0	3.800E-05
1800	2.438E+01	0.04	196.8	47.6	4.760E-05
2100	2.116E+01	0.07	186.3	15.4	1.540E-05
2400	3.224E+01	0.08	165.5	14.6	1.460E-05

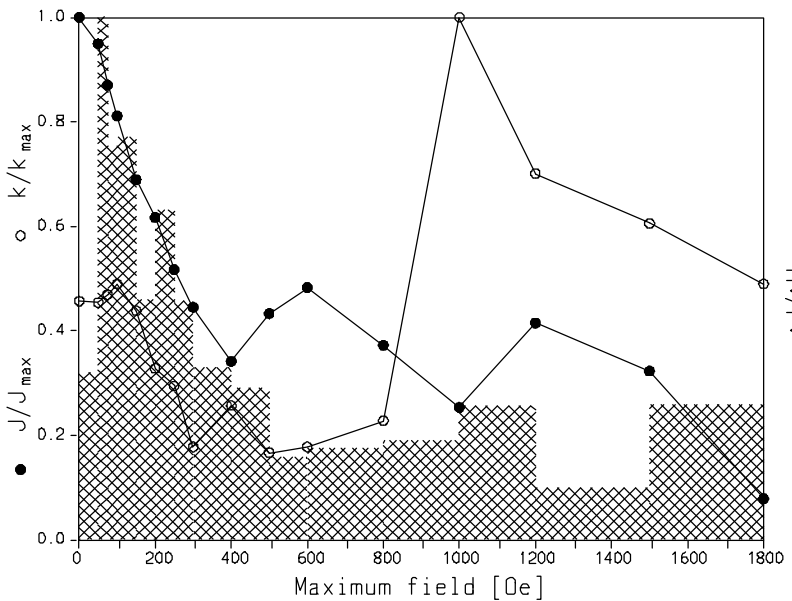
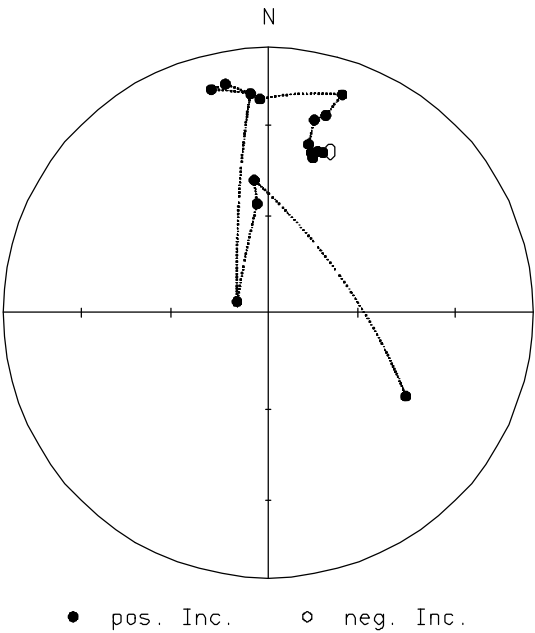
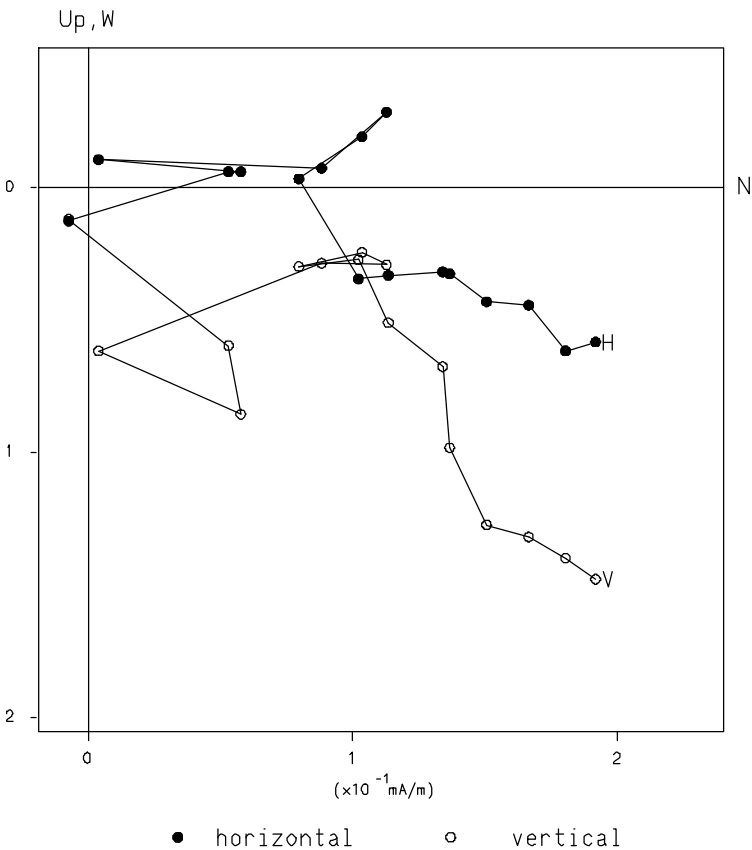


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122A1

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	2.795E-01	0.11	17.1	36.5	3.650E-05
50	2.654E-01	0.09	18.9	36.3	3.630E-05
75	2.433E-01	0.12	15.0	37.5	3.750E-05
100	2.267E-01	0.09	16.1	39.1	3.910E-05
150	1.927E-01	0.12	13.5	35.0	3.500E-05
200	1.724E-01	0.12	13.5	26.2	2.620E-05
250	1.445E-01	0.13	16.3	23.5	2.350E-05
300	1.244E-01	0.09	18.8	14.2	1.420E-05
400	9.546E-02	0.16	357.8	20.5	2.050E-05
500	1.210E-01	0.14	349.4	13.3	1.330E-05
600	1.349E-01	0.16	345.7	14.2	1.420E-05
800	1.040E-01	0.05	355.4	18.2	1.820E-05
1000	7.083E-02	0.10	289.5	79.9	7.990E-05
1200	1.160E-01	0.11	354.2	56.0	5.600E-05
1500	9.022E-02	0.13	354.0	48.4	4.840E-05
1800	2.199E-02	0.35	121.3	39.1	3.910E-05



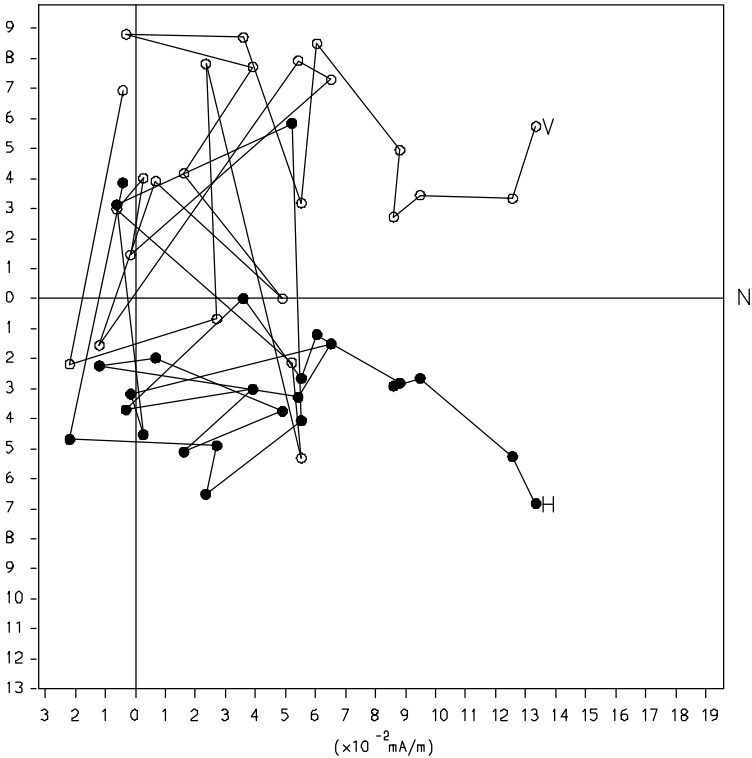
Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122A6

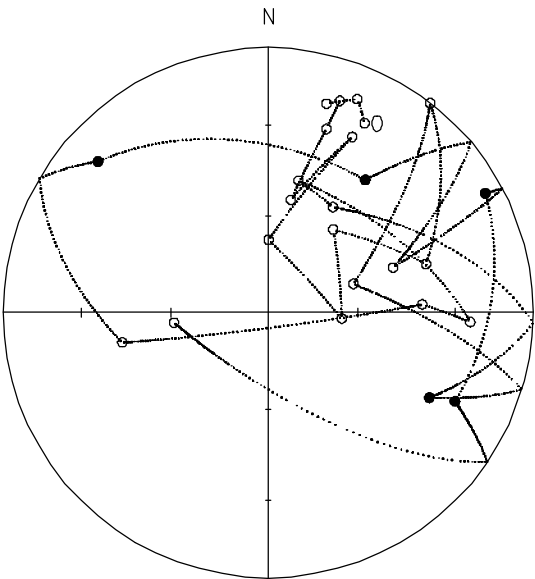
CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	2.022E-01	0.08	27.0	-20.9	-2.090E-05
25	1.763E-01	0.12	22.7	-13.8	-1.380E-05
50	1.314E-01	0.09	15.6	-19.2	-1.920E-05
75	1.192E-01	0.11	18.7	-16.7	-1.670E-05
100	1.321E-01	0.08	17.6	-28.1	-2.810E-05
125	1.321E-01	0.08	11.4	-54.2	-5.420E-05
150	8.654E-02	0.11	25.6	-27.3	-2.730E-05
175	1.186E-01	0.08	0.3	-67.6	-6.760E-05
200	1.206E-01	0.09	94.6	-67.3	-6.730E-05
250	1.151E-01	0.09	38.1	-57.3	-5.730E-05
300	8.529E-02	0.12	72.8	-37.7	-3.770E-05
350	7.765E-02	0.12	37.7	-0.1	-1.000E-07
400	5.598E-02	0.17	71.4	-62.2	-6.220E-05
450	3.784E-02	0.18	117.8	31.8	3.180E-05
500	1.280E-01	0.11	31.5	-51.4	-5.140E-05
600	1.248E-01	0.10	13.0	-47.6	-4.760E-05
700	4.423E-02	0.39	92.7	-24.6	-2.460E-05
800	7.676E-02	0.10	86.9	-41.4	-4.140E-05
900	5.474E-02	0.14	258.4	-43.2	-4.320E-05
1000	1.021E-01	0.08	311.6	15.2	1.520E-05
1100	1.096E-01	0.10	36.2	37.9	3.790E-05
1300	1.314E-01	0.09	70.1	-48.5	-4.850E-05
1500	7.101E-02	0.14	61.2	7.2	7.200E-06
1700	7.099E-02	0.12	115.4	23.0	2.300E-05
1900	1.003E-01	0.08	264.0	-60.7	-6.070E-05

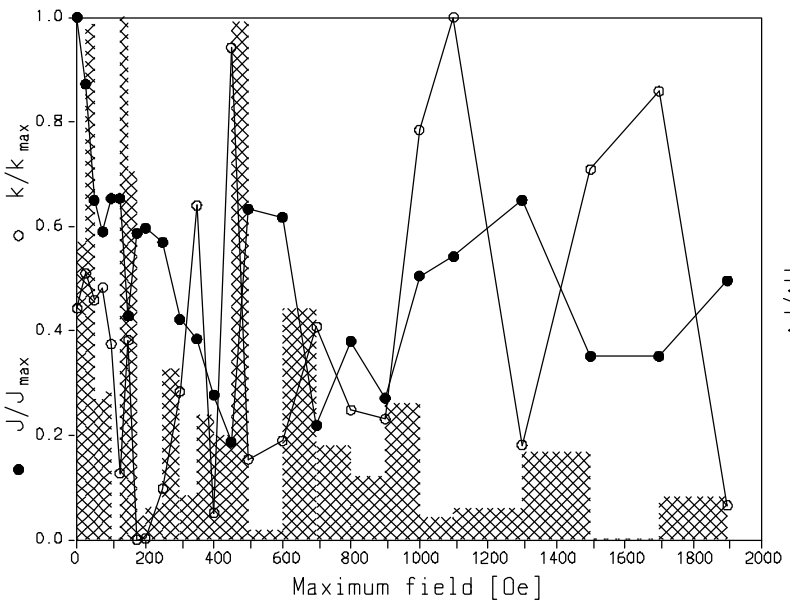
Up, W



● horizontal ○ vertical



● pos. Incl. ○ neg. Incl.

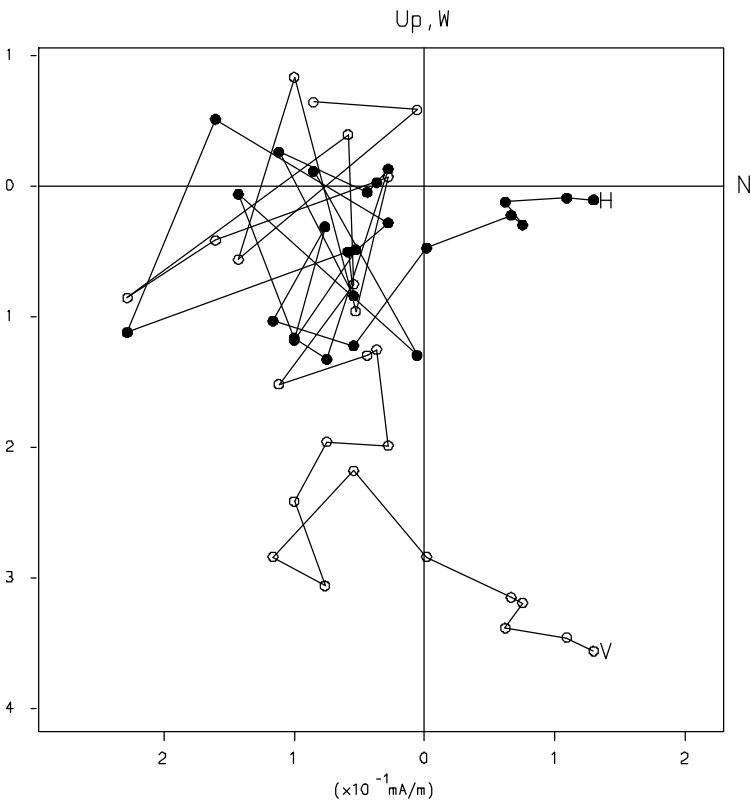


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

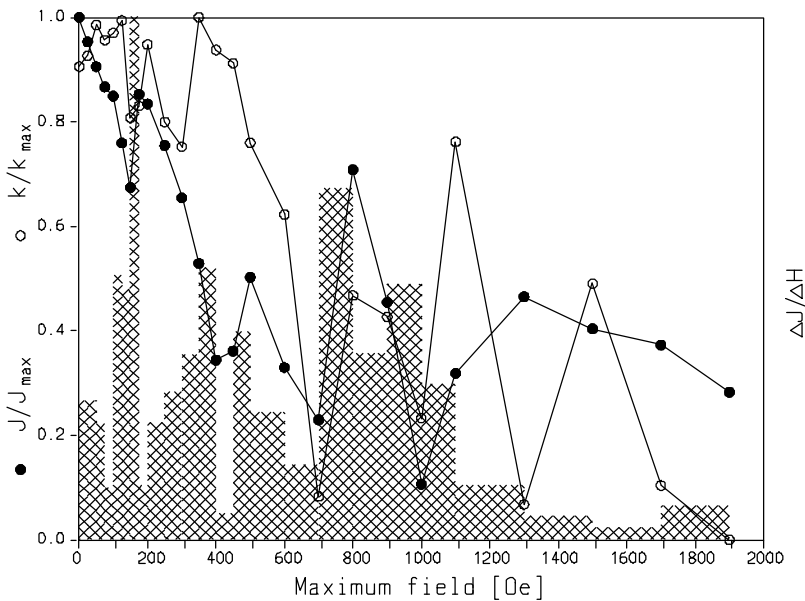
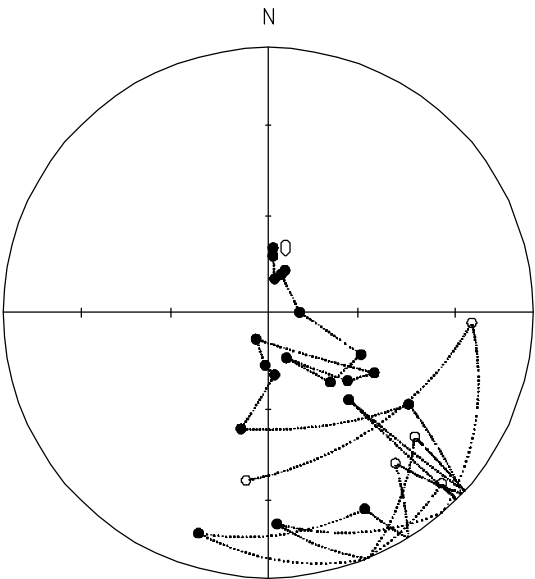
122B6

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	3.910E-01	0.07	4.5	70.0	7.000E-05
25	3.726E-01	0.06	5.0	72.5	7.250E-05
50	3.542E-01	0.06	11.0	79.4	7.940E-05
75	3.389E-01	0.07	21.6	76.0	7.600E-05
100	3.320E-01	0.06	18.9	77.6	7.760E-05
125	2.969E-01	0.05	89.2	80.4	8.040E-05
150	2.637E-01	0.05	114.3	58.5	5.850E-05
175	3.333E-01	0.04	138.2	61.2	6.120E-05
200	3.262E-01	0.04	158.0	75.0	7.500E-05
250	2.951E-01	0.04	130.6	57.6	5.760E-05
300	2.559E-01	0.06	119.5	52.0	5.200E-05
350	2.068E-01	0.06	204.6	81.1	8.110E-05
400	1.345E-01	0.07	183.2	73.8	7.380E-05
450	1.412E-01	0.06	174.1	70.8	7.080E-05
500	1.964E-01	0.04	193.2	52.9	5.290E-05
600	1.290E-01	0.06	123.1	36.8	3.680E-05
700	8.978E-02	0.07	139.8	-26.6	-2.660E-05
800	2.769E-01	0.04	153.8	18.6	1.860E-05
900	1.777E-01	0.08	197.5	13.8	1.380E-05
1000	4.163E-02	0.14	134.5	-9.0	-9.000E-06
1100	1.245E-01	0.07	137.2	53.1	5.310E-05
1300	1.819E-01	0.06	130.2	-28.4	-2.840E-05
1500	1.579E-01	0.05	177.6	21.3	2.130E-05
1700	1.458E-01	0.03	92.8	-24.1	-2.410E-05
1900	1.105E-01	0.06	187.5	-36.3	-3.630E-05



● horizontal ○ vertical

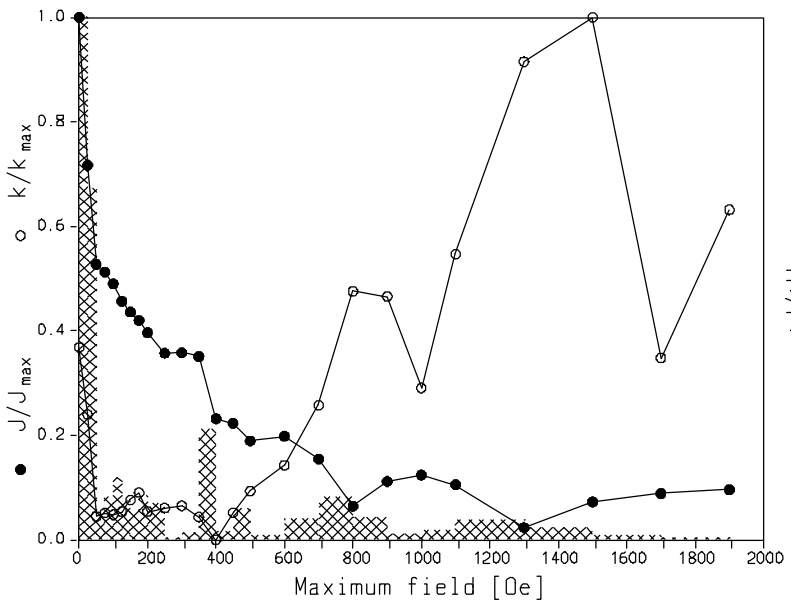
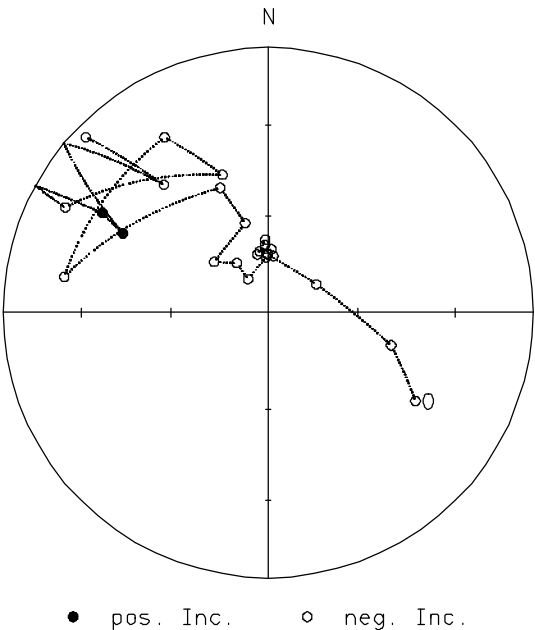
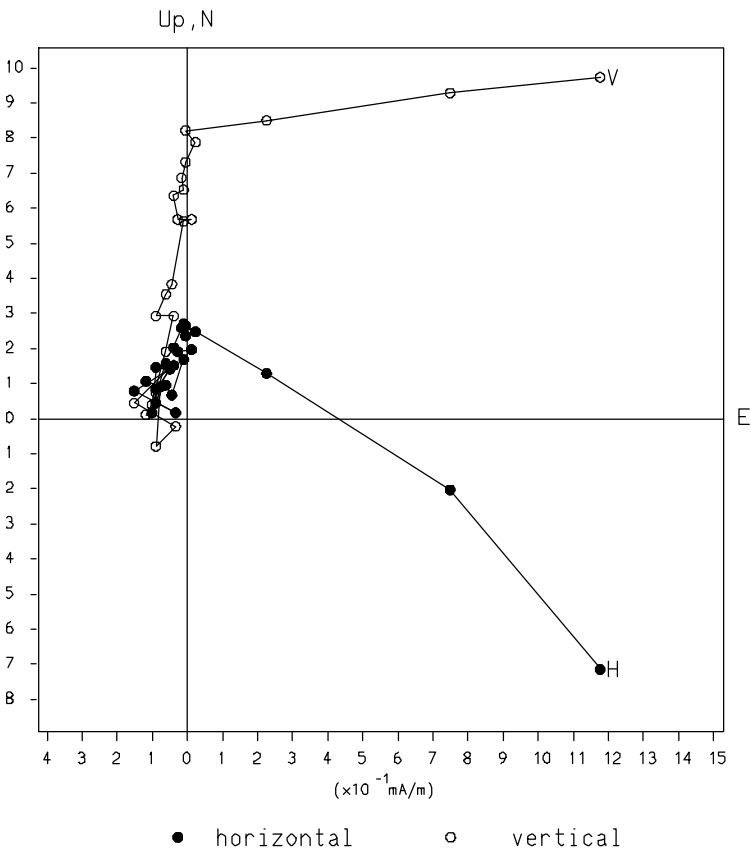


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122C5

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.690E+00	0.03	121.0	-35.4	-3.540E-05
25	1.212E+00	0.06	104.9	-50.3	-5.030E-05
50	8.910E-01	0.03	59.5	-72.8	-7.280E-05
75	8.661E-01	0.06	359.5	-72.1	-7.210E-05
100	8.277E-01	0.02	5.3	-72.5	-7.250E-05
125	7.716E-01	0.09	359.6	-71.8	-7.180E-05
150	7.365E-01	0.05	357.1	-69.2	-6.920E-05
175	7.096E-01	0.06	357.8	-67.6	-6.760E-05
200	6.699E-01	0.06	349.3	-71.8	-7.180E-05
250	6.033E-01	0.06	351.9	-71.0	-7.100E-05
300	6.049E-01	0.02	3.0	-70.5	-7.050E-05
350	5.926E-01	0.06	357.7	-73.0	-7.300E-05
400	3.914E-01	0.06	329.0	-78.0	-7.800E-05
450	3.763E-01	0.06	327.6	-72.0	-7.200E-05
500	3.198E-01	0.06	313.3	-67.2	-6.720E-05
600	3.347E-01	0.02	345.6	-61.5	-6.150E-05
700	2.610E-01	0.08	338.9	-48.2	-4.820E-05
800	1.084E-01	0.10	280.0	-23.0	-2.300E-05
900	1.885E-01	0.04	329.4	-24.2	-2.420E-05
1000	2.097E-01	0.05	341.6	-44.4	-4.440E-05
1100	1.780E-01	0.03	297.4	-14.8	-1.480E-05
1300	3.902E-02	0.16	301.0	27.8	2.780E-05
1500	1.227E-01	0.03	298.6	37.6	3.760E-05
1700	1.497E-01	0.07	320.8	-37.8	-3.780E-05
1900	1.617E-01	0.05	313.9	-5.0	-5.000E-06

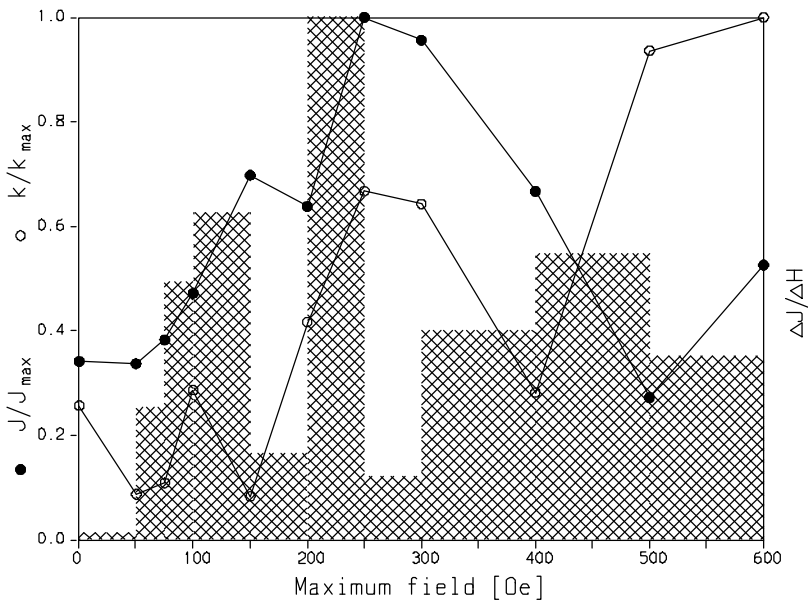
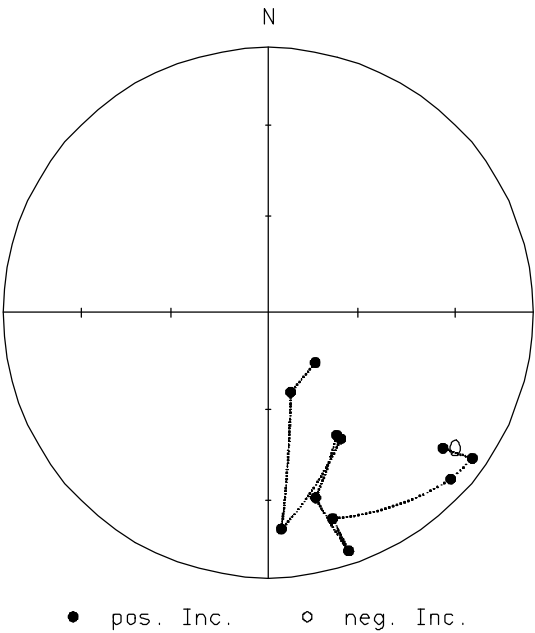
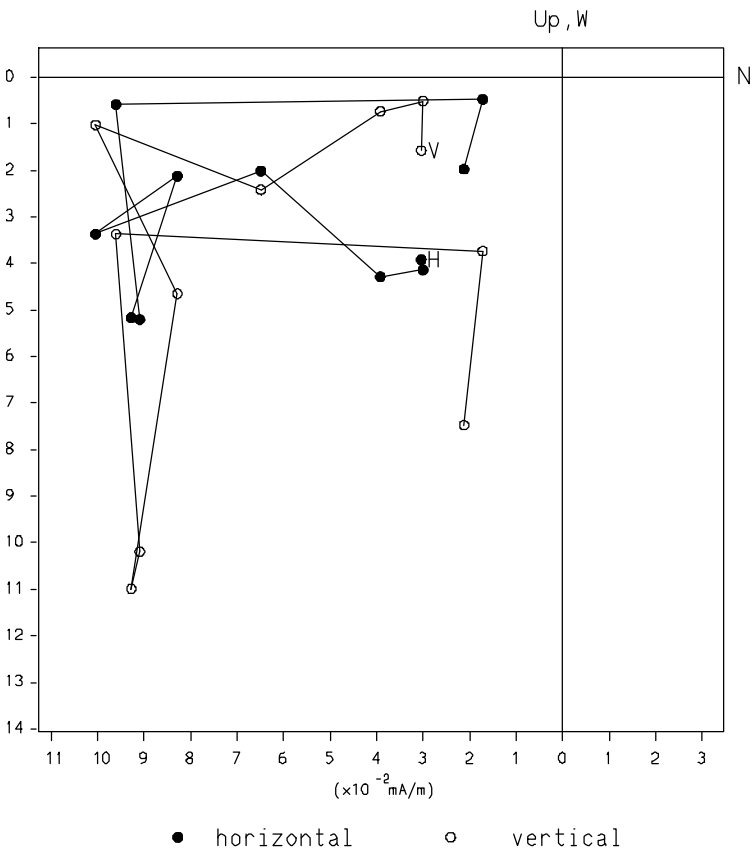


Wechselfeld-Demagnetisierung
Datentabelle, Zijderveld-Diagramm
Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

122E8-11

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	6.042E-02	0.08	127.8	17.7	1.770E-05
50	5.964E-02	0.09	125.5	6.0	6.000E-06
75	6.768E-02	0.07	132.3	7.5	7.500E-06
100	8.347E-02	0.04	162.6	19.7	1.970E-05
150	1.234E-01	0.07	161.3	5.7	5.700E-06
200	1.129E-01	0.07	165.6	28.7	2.870E-05
250	1.769E-01	0.05	150.8	46.0	4.600E-05
300	1.692E-01	0.04	150.0	44.3	4.430E-05
400	1.180E-01	0.07	176.5	19.4	1.940E-05
500	4.817E-02	0.07	164.1	64.5	6.450E-05
600	9.305E-02	0.02	136.6	68.9	6.890E-05

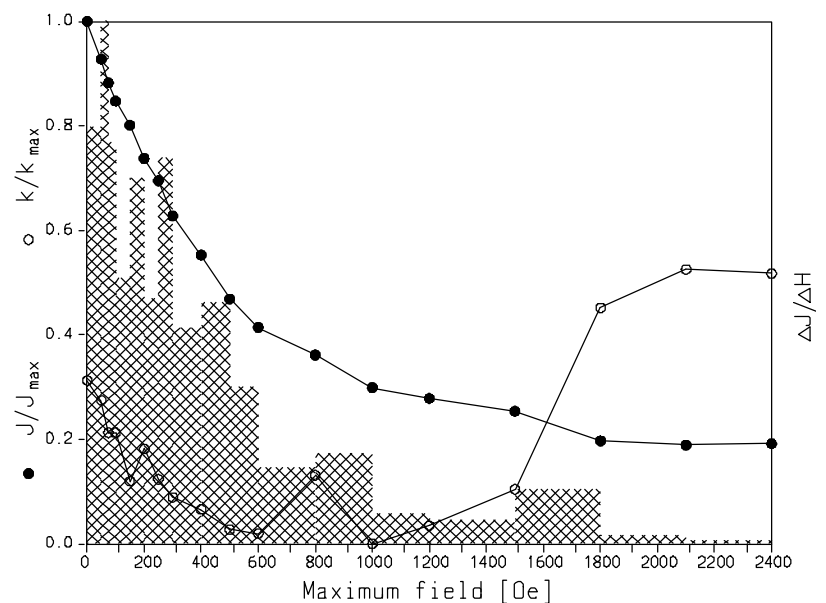
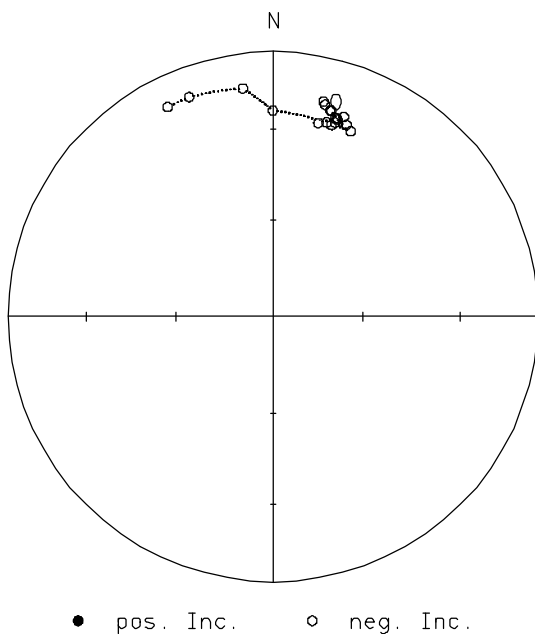
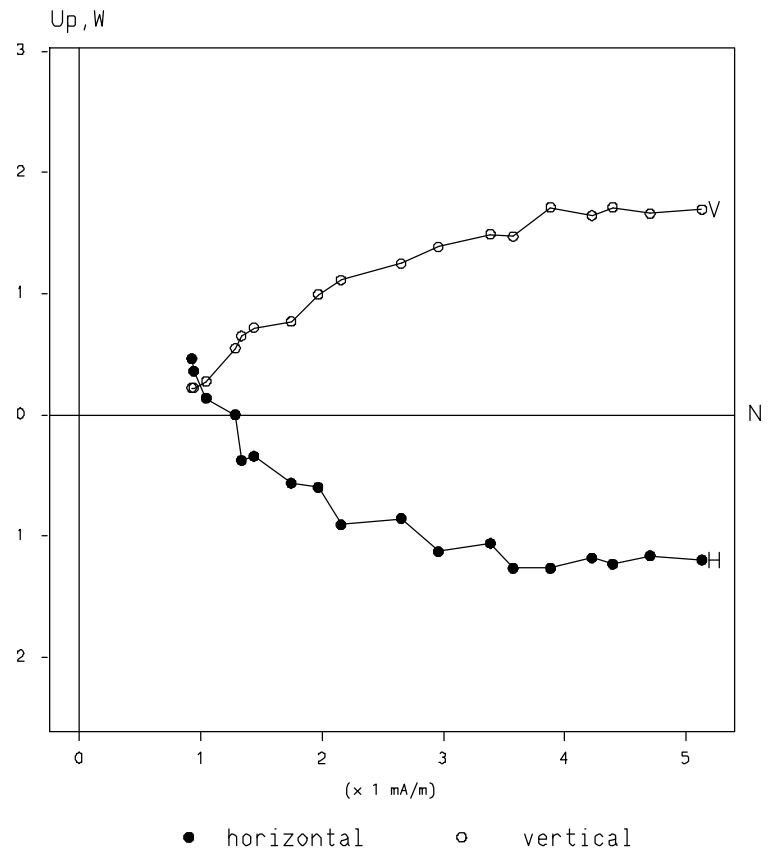


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

42A5

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	5.272E+00	0.05	13.2	-17.8	-1.780E-05
50	4.890E+00	0.08	13.8	-18.8	-1.880E-05
75	4.650E+00	0.08	15.6	-20.4	-2.040E-05
100	4.466E+00	0.12	15.7	-20.4	-2.040E-05
150	4.223E+00	0.10	18.0	-22.8	-2.280E-05
200	3.888E+00	0.13	19.5	-21.2	-2.120E-05
250	3.663E+00	0.11	17.3	-22.7	-2.270E-05
300	3.309E+00	0.09	20.9	-23.6	-2.360E-05
400	2.913E+00	0.04	17.7	-24.2	-2.420E-05
500	2.471E+00	0.05	22.7	-25.2	-2.520E-05
600	2.183E+00	0.11	17.0	-25.4	-2.540E-05
800	1.905E+00	0.12	17.7	-22.5	-2.250E-05
1000	1.576E+00	0.08	13.1	-25.9	-2.590E-05
1200	1.467E+00	0.10	15.4	-25.0	-2.500E-05
1500	1.337E+00	0.07	359.9	-23.2	-2.320E-05
1800	1.039E+00	0.10	352.4	-14.2	-1.420E-05
2100	9.955E-01	0.04	339.0	-12.3	-1.230E-05
2400	1.010E+00	0.05	333.3	-12.5	-1.250E-05

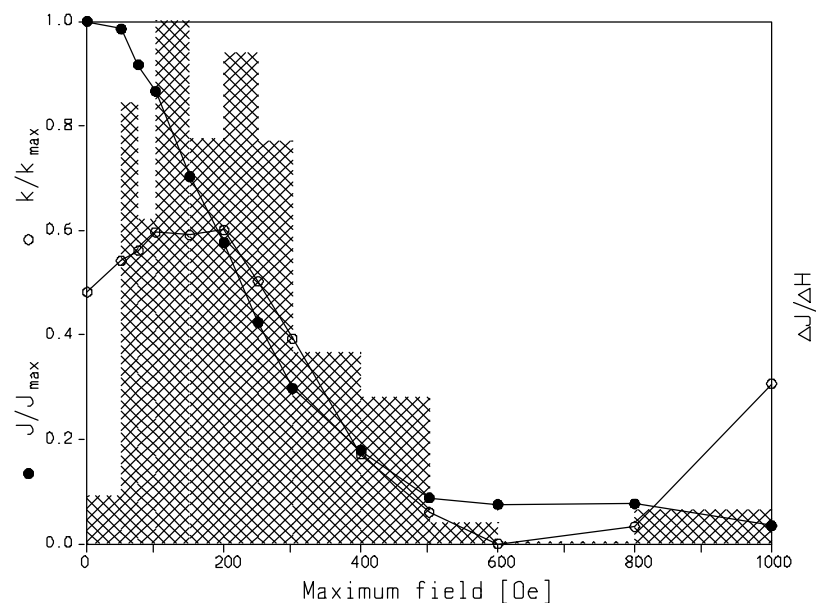
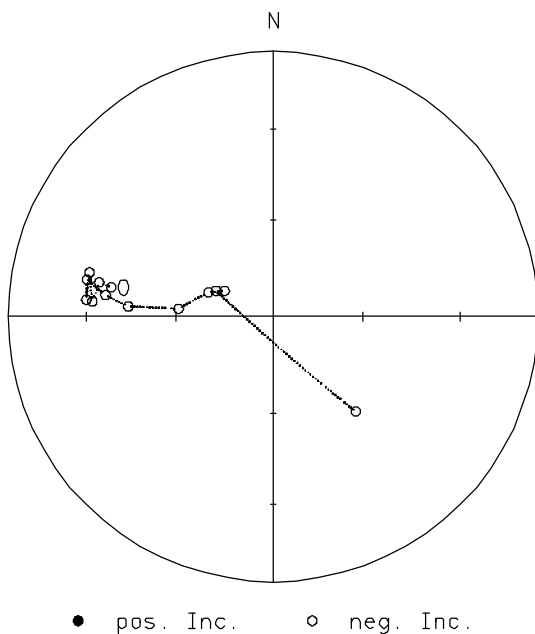
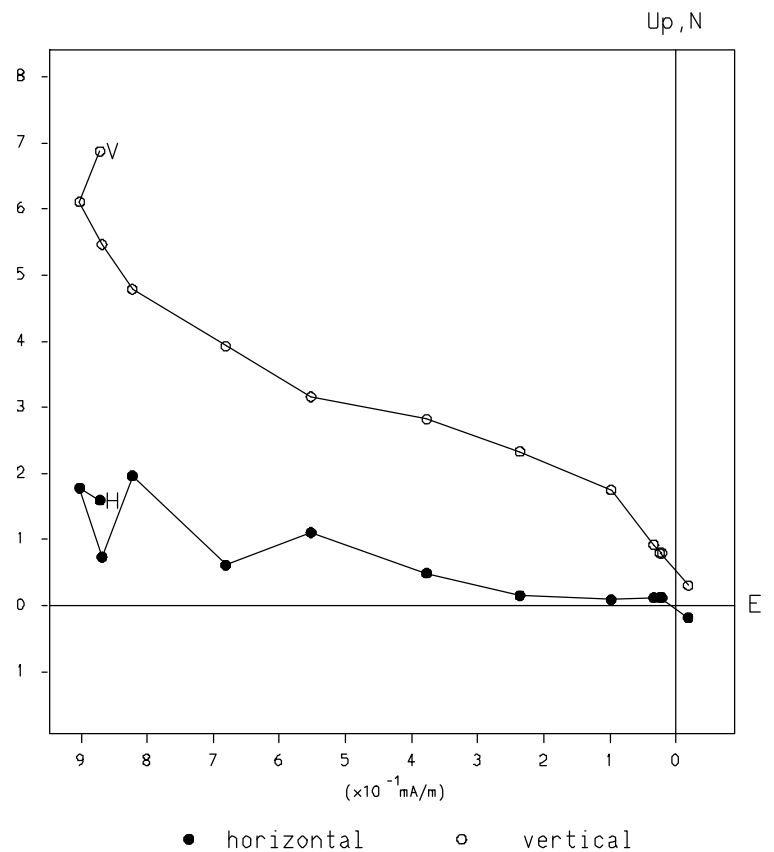


Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79C1

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.091E+00	0.10	280.3	-37.9	-3.790E-05
50	1.075E+00	0.06	281.1	-33.5	-3.350E-05
75	9.999E-01	0.14	274.9	-32.1	-3.210E-05
100	9.448E-01	0.06	283.5	-29.5	-2.950E-05
150	7.668E-01	0.14	275.2	-29.9	-2.990E-05
200	6.290E-01	0.06	281.3	-29.2	-2.920E-05
250	4.618E-01	0.09	277.3	-36.4	-3.640E-05
300	3.246E-01	0.10	274.1	-44.4	-4.440E-05
400	1.949E-01	0.10	274.8	-60.6	-6.060E-05
500	9.557E-02	0.06	290.6	-68.7	-6.870E-05
600	8.196E-02	0.06	298.1	-73.1	-7.310E-05
800	8.358E-02	0.05	294.4	-70.7	-7.070E-05
1000	3.768E-02	0.11	138.9	-50.7	-5.070E-05



Wechselfeld-Demagnetisierung Datentabelle, Zijderveld-Diagramm Stereo-Diagramm, Intensitätsverlauf

79D6

CORE DATA

Step	Intensity	Smm	Decl.	Incl.	Susz.
0	1.451E+02	0.04	82.4	37.5	3.750E-05
25	1.063E+02	0.05	83.5	40.8	4.080E-05
50	6.749E+01	0.03	75.8	43.8	4.380E-05
75	4.298E+01	0.09	83.5	41.8	4.180E-05
100	2.420E+01	0.05	76.9	33.1	3.310E-05
125	9.954E+00	0.07	80.8	14.6	1.460E-05
150	6.332E+00	0.07	56.1	-40.7	-4.070E-05
175	1.043E+01	0.04	353.7	-32.5	-3.250E-05
200	1.352E+01	0.03	345.8	-27.9	-2.790E-05
250	1.949E+01	0.07	345.0	-1.1	-1.100E-06
300	2.888E+01	0.07	341.7	2.6	2.600E-06
350	3.173E+01	0.10	332.0	5.4	5.400E-06
400	3.357E+01	0.11	332.1	0.3	3.000E-07
450	3.158E+01	0.04	320.3	-0.5	-5.000E-07
500	3.702E+01	0.03	316.0	-4.6	-4.600E-06
600	3.372E+01	0.08	306.5	-1.2	-1.200E-06
700	3.269E+01	0.02	300.5	-1.9	-1.900E-06
800	3.295E+01	0.05	294.5	-13.7	-1.370E-05
900	3.428E+01	0.02	286.7	-16.9	-1.690E-05
1000	3.524E+01	0.08	289.6	-11.9	-1.190E-05
1100	3.972E+01	0.03	292.8	-16.7	-1.670E-05
1300	3.915E+01	0.08	293.0	-13.2	-1.320E-05
1500	4.500E+01	0.05	294.7	-9.3	-9.300E-06

